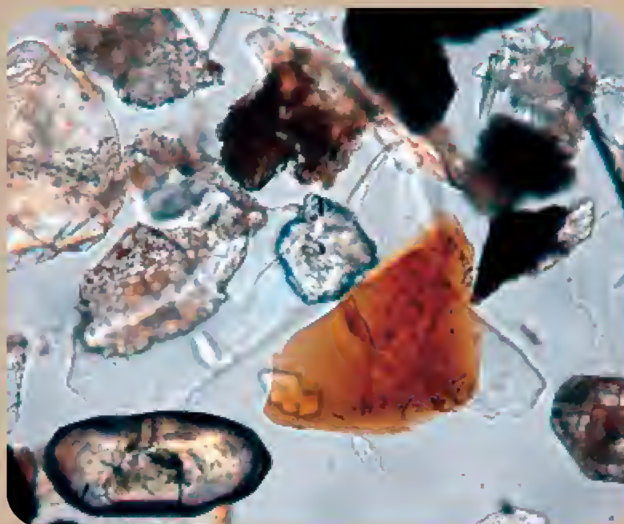
Földtani Közlöny



139/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2009

Földtani Közlöny 139/1

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató (Budapest)



Tartalom — Contents

DABI Gergely, M. TÓTH Tivadar, SCHUBERT Félix: Eltérő szövetű karbonáterek szerepe a repedéscementáció rekonstrukciójában (Ófalu, Goldgrund-völgy). — *Carbonate veins of different texture and their role in reconstructing fracture cementation (Ófalu, Goldgrund Valley).* 1

PIROS Olga, CSÁSZÁR Géza: A Dachsteini Mészkő Formáció Pusztavám térségében feltárt legfelső rétegei a falutól délre eső kőfejtő rétegsorában. — *Uppermost beds of the Dachstein Limestone south of Pusztavám village, Vértes Hills, Hungary.* 21

VARGA Andrea, MIKES Tamás, RAUCSIK Béla: A mecseki toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének előzetes petrográfiai és nehézásvány-vizsgálati eredményei. — *The petrography and heavy minerals of the Toarcian black shale of the Réka Valley section of the Mecsek Hills: a pilot study.* 33

SASVÁRI Ágoston, CSONTOS László, PALOTAI Márton: Szerkezetgeológiai megfigyelések a gerecsei Tölgyháti-kőfejtőben. — *Structural geological observations in Tölgyhát Quarry (Gerecse Mts, Hungary).* 55

KESSLER Jenő: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, I. — *New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin, Part I.* 67

GYURICZA György, SÁSDI László: A Baradla-barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani fejlődésének tükrében. — *Theory of the evolution of the Baradla Cave as mirrored in the geological evolution of its neighbourhood.* 83

GALAMBOS Csilla, TIMÁR Gábor, SZÉKELY Balázs: GPS-navigáció történeti és modern földtani térképeken. — *GPS navigation on historical and modern geological maps.* 93

Hírek, ismertetések (összeállította PALOTÁS Klára) 101

Első borító: Nehézásványok a Mecseknádasdi Homokkő Formációból; a kép szélessége 0,555 mm (készítette: MIKES Tamás). Hátsó borító: A képek magyarázatát l. a DABI et al. cikk I. tábláján.

Budapest, 2008 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) digitális formában — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani, emellett a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől **a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
139/1, 3–20., Budapest, 2009

Eltérő szövetű karbonáterek szerepe a repedéscementáció rekonstrukciójában (Ófalu, Goldgrund-völgy)

DABI Gergely[1], M. TÓTH Tivadar[1], SCHUBERT Félix[1]

[1]SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H–6721 Szeged, Egyetem u. 2–6
e-mail: dabi@geo.u-szeged.hu, mtoth@geo.u-szeged.hu, schubert@geo.u-szeged.hu

Carbonate veins of different texture and their role in reconstructing fracture cementation (Ófalu, Goldgrund Valley)

Abstract

The amphibolite member of the Ófalu Formation is exposed by an outcrop in the Goldgrund Valley, near Ófalu (Mecsek Hills, South Hungary) and is cut through by carbonate veins composed of several generations of carbonates and quartz. The main aim of the present study is to confirm the phase-sequence and to reconstruct the precipitation mechanisms of the vein minerals. Optical microscopic observations were carried out alongside cathodo-luminescent and scanning electron microscopic studies to enable careful interpretation of internal vein textures. Another goal was to delineate the physico-chemical circumstances of vein material precipitation through fluid inclusion data.

With these it became possible to define six calcite phases, one dolomite phase and one quartz phase from which parent solutions flew advectively through fracture systems or percolated through former mineral phases of the veins. The investigation also sheds light on the possible role of hydrofracturing at the time of certain fluid flow events. Based on the fluid inclusion studies the parent solutions were of a low temperature and low in salinity fluids.

Keywords: carbonate veins, fracture cementation, Goldgrund Valley, Ófalu, Mecsek Hills, Hungary

Összefoglalás

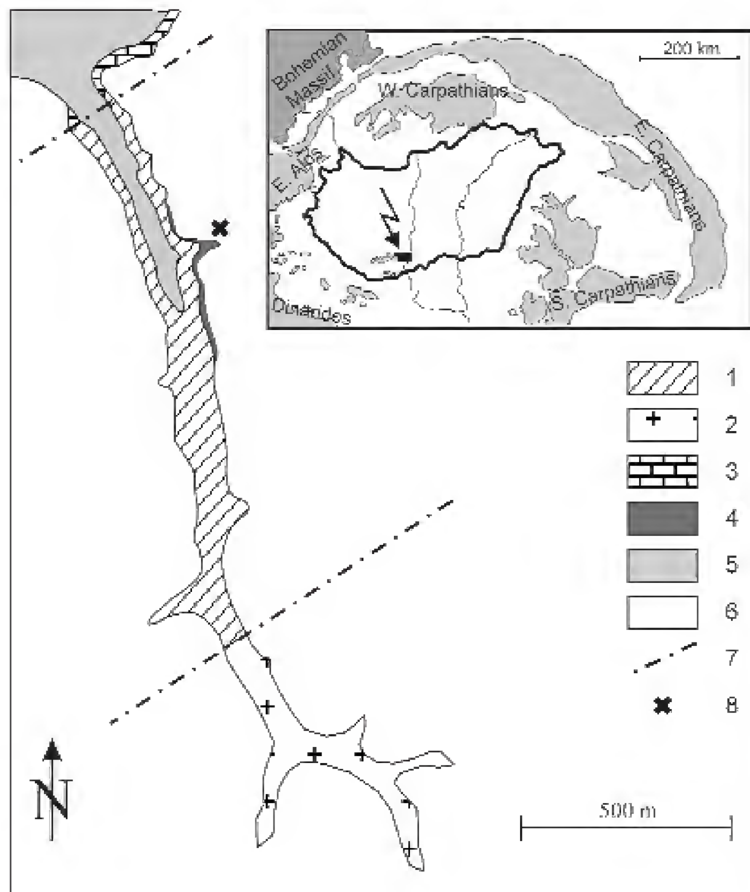
Az Ófalui Formáció amfibolit tagját — Ófalu határában — a Goldgrund (Aranyos)-völgy keleti mellékvölgye tárja fel. Vizsgálataink során a feltárt amfibolittestet átszelő karbonáterek ásványos összetételét elemeztük. Célunk volt az ereket felépítő ásványok optikai mikroszkópos megfigyelésével, valamint ezt kiegészítő elektronmikroszkópi és katód-lumineszcens mikroszkópi felvételek segítségével a kiválási sorrend felállítása, valamint az egyes ásványtípusok kiválási mechanizmusainak rekonstrukciója. Célunk volt továbbá az ásványkiválások fiziko-kémiai körülményeinek fluidum-zárvány vizsgálatokkal történő körvonalazása.

Szöveti vizsgálataink révén hat kalcit-, egy dolomit- és egy kvarckiválást sikerült meghatározni, amelyek szülő-oldatai a repedésrendszerben advektíven áramló, valamint a korábbi kiválásokon keresztül szivárgó oldatok voltak. Felmerült továbbá a nagy fluidumnyomásból adódó instabil kőzetmechanikai körülmények (hydrofracturing) szerepe egyes oldatáramlási események kapcsán. A fluidumzárvány-vizsgálatok alapján az ásványosító fluidumok kis hőmérsékletű és sótartalmú voltára következtettünk.

Tárgyszavak: karbonáterek, repedéscementáció, Goldgrund-völgy, Ófalu, Mecsek hegység

Bevezetés, előzmények

A különböző fokú metamorfózist és nyírást szenvedett Ófalui Formáció kőzeteit legrészletesebben az Ófalu határában húzódó, É–D-i csapású Goldgrund-völgy tárja fel (*1. ábra*). A komplex metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető kőzetek késői, töréses deformációjáról a felszíni kibúvásokban repedések, repedésrendszerek tanúskodnak. Ezek között előfordulnak nyitott repedések, de többségben vannak a több generációban kitöltött, zárt erek. Az alábbiakban ezek szöveti, ásványkémiai vizsgálata alapján kíséreljük meg rekonstruálni a deformációtörténet késői szakaszának fluidumáramlási eseményeit. Célunk a formáció jellegzetes kőzettípusában — az amfibolitban — megjelenő vastag, több fázisban cementált karbonáterek részletes vizsgálata alapján egy olyan kiválási sorrend felállítása, amelybe a területen végzendő hasonló vizsgálatok által feltárt érkitöltő ásványtípusok beilleszthetők.



1. ábra. Az Ófalui-zóna fedett földtani térképe a Goldgrund-völgyben (BALLA 2003 után)

1 – Ófalui Formáció, 2 – Mórágyi Gránit Formáció, 3 – Vasasi Márga Formáció, 4 – pannóniai üledékek, 5 – allúvium, 6 – lösz, 7 – a Mecsekalja-zóna határai. Részábra: a tanulmányozott feltárás elhelyezkedése a Pannon medencében

Figure 1. *Geologic sketch map of the Ófalu Zone in the Goldgrund Valley (after* BALLA *2003)*

1 – Ófalu Formation, 2 – Mórágy Granite Formation, 3 – Vasas Marl Formation, 4 – Pannonian sediments, 5 – alluvial deposits, 6 – loess, 7 – borders of the Mecsekalja Shear Zone. Inset: locality of the study area in the Pannonian Basin

Célunk továbbá az érkitöltő ásványok szöveti értelmezését tárgyaló nemzetközi irodalom szempontjainak alkalmazásával — és ezt kiegészítő egyéb módszerekkel — az érkitöltő ásványtípusok vizsgálatának egy lehetséges általános módszertani megközelítését adni.

Jelen munka egyben kísérlet a szintektonikus szövetek kialakulását, illetve repedésekben áramló oldatokból kivált ásványok genetikáját tárgyaló, cementációs kísérleti munkákat is magában foglaló nemzetközi irodalom alkalmazására. BONS (2000) a repedéskitöltő erekre a következő definíciót adja: „nagyobb kőzettesten belül elkülönülő polikristályos ásványi térfogatok, amelyeket egy vagy több, vizes oldatból/fluidumból kivált ásvány tölt ki.” A szintektonikus ereket kitöltő ásványtársulásokra jellemző szövetek kialakulása a növekedési versenyből (*growth competition*), ill. a növekedési anizotrópiából (*growth anisotropy*) vezethető le (BONS 2000, BONS 2001). Eszerint kőzetrepedésekben megjelenő fluidumokból kicsapódó ásványszemcsék közül azok növekednek tovább, amelyek az adott ásvány által meghatározott kedvezőbb növekedési irányok szerint váltak ki (*winner grains*), míg a többi ásványszemcse növekedése „befullad” (*loser grains*). Az érkitöltő ásványtársulásokra jellemző szövetek kialakulásához hozzájárul a „repedés-bezáródás” folyamata („*crack-seal mechanism*” BONS 2000, BONS 2001, HILGERS et al. 2001, HILGERS & URAI 2005), amely szerint az erek diszkrét felnyílási események (*opening increments*) sorozatának eredményeként érik el végső vastagságukat. Az egyes felnyílási események során a felnyílási térbe beáramló fluidumokból válnak ki a kitöltő ásványok szemcséi. Az előbbiek együttesen vezetnek a jellegzetes rostos (*fibrous*), megnyúlttömbös (*elongate blocky*), vagy tömbös (*blocky*) szemcsékből álló szövetek kialakulásához. Az érben a felnyílási eseményeket a hozzájuk kapcsolódó, az egykori felnyílás síkját meghatározó fluidum- és/vagy szilárdzárvány-sorok alapján lehet azonosítani. BONS (2000) az érkitöltő ásványok szemcséinek morfológiája mellett bevezeti a kiválásra jellemző növekedési morfológiát (*growth morphology*), ami az ásványkiválás éren belüli helyzetét adja meg. A kiválás növekedési morfológiája lehet szintaxiális, ilyenkor az ásványkiválás az ér középvonalában történik, advektíven áramló oldatból (BONS 2000). Antitaxiális növekedési morfológia esetén a korábban kivált érkitöltés és a mellékkőzet között történik a kiválás, többnyire az ér mindkét oldalán (BONS 2000, HILGERS & URAI 2002a). Az így létrejövő érszövet többnyire rostos szemcsehalmazokat eredményez és a szülőoldat mellékkőzeten keresztül történő szivárgására utal (HILGERS & URAI 2002a, HILGERS & SINDERN 2005, BONS & MONTENARI 2005) Ataxiális növekedési morfológia esetén a kiválás helye a felnyílási események során változik (BONS 2000, HILGERS & URAI 2002a). A repedéskitöltő szövetek helyes értelmezése hozzájárul továbbá ahhoz, hogy a kitöltő fázisok kiválási sorrendjét, mechanizmusát, a fluidum-kőzet kölcsönhatás mértékét rekonstruálni tudjuk (OLIVER & BONS 2001).

Földtani háttér

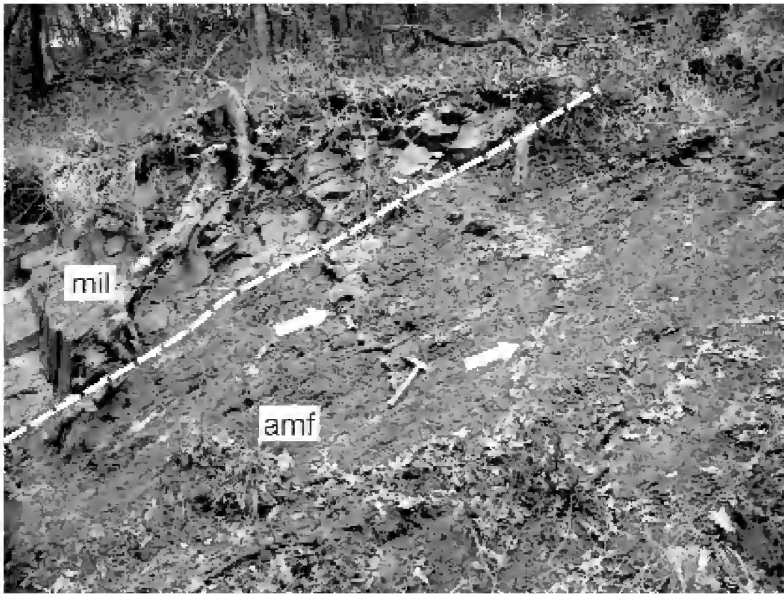
A Mórágyi Komplexumot északról határoló, különböző típusú metamorfitokat feltáró zóna (*1. ábra*) létére már a korai térképező munkák felhívták a figyelmet. Kifejlődését tekintve elsősorban kisfokú metamorfitokat tartalmaz (Ófalui Formáció). A formáció kőzeteire jellemző a nagyfokú szerkezeti igénybevétel, amely az eredeti szöveti kifejlődések eltüntetésével a protolit meghatározását nagymértékben megnehezíti. Korábbi munkák a zóna jellegét meghatározó kőzetek eredetét a szomszédságában lévő és vele tektonikusan érintkező gránittal összefüggésben vizsgálták. JANTSKY (1979) a formáció fő kifejlődését adó, erősen nyírt kőzetet szalagos migmatitként határozta meg, SZEDERKÉNYI (1977) a terület kisfokú metamorf jellegét felismerve vitatta annak regionális ultrametamorf keletkezési módját, ugyanakkor felvetette nyírásos jellegét. A szalagos migmatithoz hasonló megjelenést metagrauwacke anyagú protolit nyírással egyidejű K-metaszomatózisával magyarázta. GHONEIM & SZEDERKÉNYI (1977), valamint SZEDERKÉNYI (1983) az Ófalui Formáció metabázikus kőzeteinek kőzettani és geokémiai jellegzetességeit vizsgálták, és azok paleotektonikai értelmezését kísérelték meg. A kőzetek protolitját tholeiites óceáni vulkanizmus termékeként határozták meg.

Az újabb vizsgálatok az ófalui „migmatit” kialakulását már a milonitosodással összefüggésben tárgyalták. ÁRKAI & NAGY (1994) Erdősmecskén, a gránit és a milonit tektonikus érintkezésénél található erősen nyírt amfibolitokat vizsgálta. A vizsgált amfibolok zónássága és az ásványparagenezis alapján a milonitosodás hőmérsékletét 580 °C-ban, nyomását 4 kbar-ban határozták meg a gránittal való érintkezéstől távolabb eső, a nyírás által jobban igénybevett részen és azonos hőmérséklet mellett 2 kbar-ban a gránittal való érintkezésnél. Említik a részleges olvadásra utaló szöveti elemek hiányát. LELKES-FELVÁRI et al. (2000) a Mőcsény–I fúrás ultramilonitjait vizsgálták. A kőzet gránátjainak kémiai zónássága, illetve az ásványparagenezis alapján a milonitosodás hőmérsékletét 445 °C körülinek, nyomását 5,7 és 6,3 kbar közöttinek adták meg. A prekurzor kőzetet gránáttartalmú, amfibolit fáciesű ortogneiszként határozták meg. Az ÁRKAI & NAGY (1994) által megadott milonitosodás körülményeitől való eltérést a zónán belül eltérő nyírási intenzitással magyarázták. A milonitosodás korát a teljes kőzet és annak biotit $^{40}Ar/^{39}Ar$ kora alapján 303 és 270 M év közöttinek határozták meg. KIRÁLY & TÖRÖK (2003) a gránittestet átszelő aplittelérek gránátjainak kémiai analízise alapján tanulmányozták a nyírás körülményeit. A gránátok szegélyén jelentkező, a földpátokon megjelenő képlékeny szerkezetalakulási jegyekkel egyidejű, nagy Ca-tartalmú zóna alapján a milonitosodással együtt fellépő nagy arányú Ca-tartalmú fluidum-áramlást feltételeznek. M. TÓTH et al. (2005) vizsgálatai az Ófalui Formáció „migmatit” kőzettípusának cirkonjai alapján kimutatták, hogy annak protolitja S-típusú, peralumíniumos karakterű gránitgneisz, vagy annak durva, éretlen törmeléke. Monomineralikus kvarcszemcse-határok alapján kimutatták, hogy a protolit kristályosodása 710 °C körül történhetett, amit egy 550 °C, majd egy 350 °C körüli deformációs esemény követett, utóbbi a milonitosodás hőmérséklete. A továbbiakban a kőzetet, az utóbbi tanulmánynak megfelelően gneisz milonitnak nevezzük.

Az Ófalui Formáció paleohidrológiai fejlődése feltehetően szoros kapcsolatban állt a környező területek, elsősorban a Mórágyi Komplexum evolúciójával. Itt a repedéskitöltések összetétele alapján a granitoid testet ért hidrotermális tevékenység négy típusa különíthető el: 1) kvarc-kalcit; 2) dolomit-kalcit; 3) dolomit; és 4) kalcit (SZABÓ et al. 2003). A kvarckitöltések képződését egy magas hőmérsékletű, ~250–300 °C oldatrendszerből vezetik le; a dolomitkitöltéseket, azok markáns zónássága alapján, nagy hőmérsékletű, többszörösen bepárlódó oldatokból származtatják. A kalcitok idősebb generációját festés alapján reduktív közegben keletkezettnek tartják, fiatalabb generációit ugyancsak festés eredménye alapján oxidatív környezetből vezetik le. A tisztán kalcit anyagú kitöltések létrejöttét részben egy alacsony hőmérsékletű (100–150 °C között) és mintánként erősen változó, 0,35% < *w*NaCl equiv. < 23,1% szalinitású (–21,3 < T_m(Ice) < –0,2 °C) oldatrendszerből, részben egy magas homogenizációs hőmérsékletű (180–280 °C) és alacsony-közepes átlagos sótartalmú oldatrendszerből származtatják. Megemlítik, hogy a kalcitból nyert adatok kizárólag a reduktív közeget jelző, rózsaszínen festődő kalcitból származnak. KOVÁCS-PÁLFFY et al. (2003) SZABÓ et al. (2003) itt tárgyalt és korábbi mikrotermometriai eredményeit felhasználva a karbonátos kitöltések genetikáját tárgyalja. Ugyancsak KOVÁCS-PÁLFFY et al. (2003) a mórágyi repedéskitöltésekben megjelenő hidrotermális illitek kora alapján a karbonáterek képződésének idejét kiterjesztik a teljes mezozoikumra. GATTER & TÖRÖK (2004) a gránitban megjelenő pegmatitos kvarcokból valamint kvarc és kalcit anyagú kitöltések kvarcszemcséiből másodlagos és álmásodlagos szövetű fluidumzárványok homogenizációs és utolsó jégolvadási hőmérsékletét mérték. Méréseik alapján a T_h értékek 140–150, 200–210, valamint 260–270 °C-os gyakorisági maximumokkal jellemezhetők. Alacsony hőmérsékletű méréseik során kimutatták, hogy az oldatok 0–20% *w*NaCl equiv. mellett NaCl-$CaCl_2$ összetételűek. Hangsúlyozzák a Ca-tartalmú fluidumok jelentőségét a térségben. POROS (2007) a Mórágyi Komplexum fluidummigrációs eseményeit vizsgálta a gránit kőzetalkotó kvarckristályainak zárványsíkjai, valamint repedéskitöltő kvarc és kalcit elsődleges és másodlagos zárványai alapján. Munkája alapján hat fluidummigrációs eseményt különített el, amelyek közül a harmadik a az érkitöltő kvarcot, a negyedik pedig az érkitöltő kalcitot hozta létre. Az előbbit ~7,6% *w*NaCl equiv. (–5,0 < T_m(Ice) < –4,8 <°C) sótartalom mellett 90 < T_h < 200°C homogenizációs hőmérsékletű oldatokból, az utóbbit 0,17–4,2% *w*NaCl equiv. (–2,4 < T_m(Ice) < –0,2 <°C) sótartalom mellett 100 < T_h < 290 °C homogenizációs hőmérsékletű oldatokból származtatja. Mindkét esetben magmás felfűtést feltételez (késő-kréta vulkanizmus) és nem zárja ki a szülőoldatok rokonságát.

Vizsgálati módszerek

Az ófalui Goldgrund-völgyben a gneisz milonittal markáns határ mentén érintkező amfibolittestben jelenlevő karbonátos kitöltéseket vizsgáltuk (*2. ábra*). A terepi méréseket követően a begyűjtött 13 db minta vizsgálata az erek makroszkópos és polarizációs mikroszkópi jellemzésével kezdődött, majd ezeket katódlumineszcens mikroszkópi és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal egészítettük ki. A katódlumineszcens (CL) mikroszkópi felvételeket az MTA Geokémiai Kutatóintézet Nikon Eclipse E600 típusú mikroszkóphoz csatlakoztatott Reliotron típusú (hidegkatódos) katódlumineszcens berendezéssel készítettük, egy Nikon Coolpix 4500 digitális fényképezőgéppel, automata módban, 7–8 keV közötti gerjesztő feszültség mellett. A visszaszórt elektron (BSE) és a pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) felvételek a Szegedi Tudományegyetem Hitachi S-4700 Type II nagyfelbontású hidegkatódos téremissziós pásztázó elektronmikroszkópján készültek. A mikrotermometriai mérések a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén Olympus BX41 típusú



2. ábra. A vizsgált amfibolit feltárás és határa gneisz milonittal (szaggatott vonallal jelölve)
A mintázott ereket nyíl jelöli

Figure 2. *The studied amphibolite outcrop and the contact of the amphibolite body and the gneiss mylonite (marked with dashed line)*
Sampled veins are marked with arrows

polarizációs mikroszkópra szerelt Linkam THMSG 600 típusú fűthető-hűthető asztal segítségével készültek. A műszer kalibrálása kvarcba zárt szintetikus zárványokkal történt –56,6, 0 és 374 °C-on. A mérések során elsőként a zárványok homogenizációs hőmérséklet értékeit mértük, elkerülendő a fagyasztás során esetlegesen fellépő térfogat-növekedésből adódó sűrűségcsökkenést (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). A mért végső olvadási hőmérsékleteket BODNAR (1992) alapján számoltuk át NaCl ekvivalens értékekre. A fluidumzárvány-vizsgálatok eredményeinek leírására a SCHUBERT et al. (2007) által ajánlott terminusokat alkalmazzuk.

Vizsgálatok és azok eredményei

Mintagyűjtés

A vizsgálat tárgyát képező karbonátereket az Ófalu melletti Goldgrund-völgyben feltárt amfibolittest foglalja magába (*1. ábra*). A feltárás kb. 2 m magas, kb. 10 m hosszú, nyugati irányban a gneisz milonittal éles határ mentén érintkezik (*2. ábra*). Kelet felé, a völgytalp emelkedésével mállott törmelékanyag alá kerül. Tovább keletre, körülbelül 20 m-re a legközelebbi szálban álló feltárásban ismét gneiszmilonit jelentkezik. Az amfibolit palás, a felszínen erősen fellazult. A karbonátos erek meredek dőlésűek, dőlésirányuk D–DDK között változik, egyenes lefutásúak (*I. tábla, a*). Vastagságuk 0,5–5 cm között változik. Az erek keletkezésének időbeni viszonyára, valamint a felnyílások jellegére a vizsgált ereknek a feltárás síkjával párhuzamos csapása, dőlése (*I. tábla, a*) és a mellékkőzet erős bontottsága miatt a terepi megfigyelések alapján nem tudtunk következtetni.

Érpetrográfia

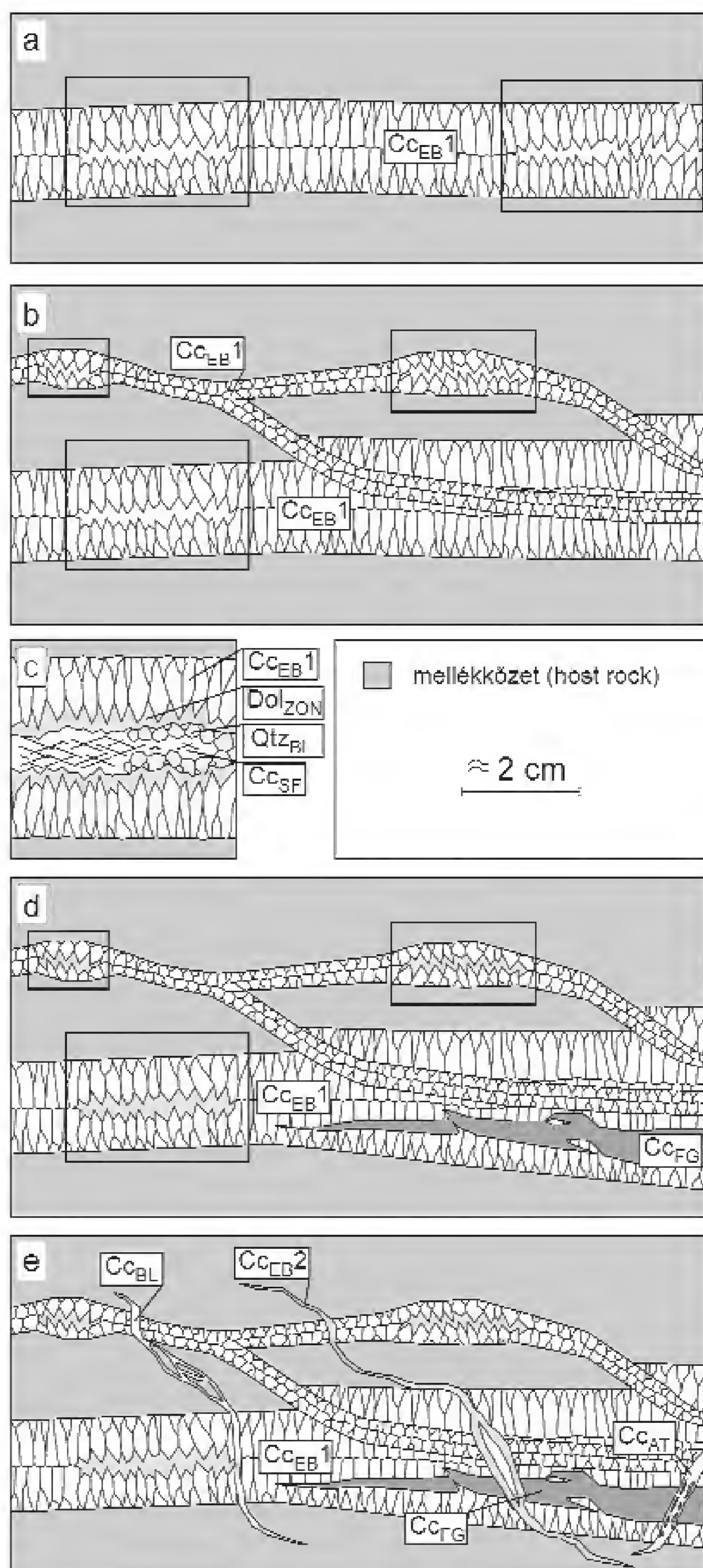
Az ereket és az azokat felépítő karbonátásványok szöveti kifejlődését a befogadó kőzet és a kitöltés érintkezésétől (a továbbiakban érszegély) a kitöltés középpontja felé haladva ismertetjük. Az erek szimmetrikusak, így a leírt kiválási sorrend az erek szemközti szegélyeitől indulva azonos (*3. ábra, c; II. tábla, a*). Az érkitöltő ásványok leírására az alábbiakban a szintektonikus szövetű erek nemzetközi irodalmában használatos terminológiát alkalmazzuk (*4. ábra*). A továbbiakban a fizikailag elkülönülő szövettípusokat önálló *fázis*okként tárgyaljuk. A mikroszkópi megfigyelések során megkülönböztetett ásványfázisokat rövidítésükkel jelöljük, alsó indexben a rájuk jellemző szövet nagybetűs rövidítésével, pl. Dol_{ZON} (zónás dolomite – *zoned dolomite*).

Az ereket befogadó amfibolit 500–700 μm maximális méretű plagioklász és zöld amfibol szemcsékből áll (*I. tábla, g*). Az amfibolszemcsékben, valamint a szemcsék között biotit jelenik meg. Az amfibolszemcsékben gyakorta megjelennek gránátzárványok. A kőzet szövete az előbbiekben leírt ásványos összetételű mikrolitonokból (PASSCHIER & TROUW 2005) és a mikrolitonok közötti, a kőzet foliációját adó klorithálóból épül fel (*I. tábla, g*). A mikrolitonok közötti klorotháló egy világosabb és sötétebb kloritfajtából áll.

A karbonátereket felépítő ásványok közül legnagyobb mennyiséget az a fehér kalcitkiválás képvisel, amelyet a szegélyre megközelítően merőlegesen, egymással párhuzamos megnyúlt kalcitkristályok építenek fel (*II. tábla, a*). Az érszegélyen apró, ~500 μm legnagyobb átmérőjű kalcitszemcsékből álló (*loser grain*) zóna látható (BONS 2000, HILGERS et al. 2001) (*II. tábla, a*). Ebből az aprószemcsés sávból fejlődik ki az érben uralkodó, megnyúlt-tömbös (*elongate blocky*) szövetű kalcitzóna (*winner grains*) (*II. tábla, a*). A megnyúlt-tömbös kristályok a befogadó kőzet felől a kitöltés középvonala felé haladva kiszélesednek (*II. tábla, a*), sűrűn ikerlemezesek. Ahol az ér középvonalában a sötétebb árnyalatú késöbbi kiválások megjelennek, ott a szemközti érszegélyek irányából a kitöltés középpontja irányában megnyúlt szemcsék szkalenoéderes formákkal végződnek (*II. tábla, a*).

Helyenként a megnyúlt-tömbös szövetű kalcit egy kitöltési síkon belül összetett érrendszert alkot. Ilyen helyzetben a megnyúlt-tömbös szemcséket vékonyabb, ugyancsak aprószemcsés és ennek továbbnövekedésében megjelenő megnyúlt-tömbös szövetű kalcittal kitöltött ér metszi (*3. ábra, b; II. tábla, b*). A vékonyabb erek a vastagabbakat részben hegyesszögben metszik, részben párhuzamosan futnak azok középvonalában néhány cm-es szakaszon. Ez a szövet makroszkóposan fonatos érrendszerként jelenik meg (*I. tábla, c*). A fehér, megnyúlt-tömbös szövetű kalcitkiválást a továbbiakban $Cc_{EB}1$ fázisként említjük.

A $Cc_{EB}1$ által kitöltött erekben helyenként aszimmetrikus helyzetben, azaz az ér egyik oldalán az érszegéllyel párhuzamosan futó kb. 1 mm vastagságú sávban aprószemcsés kiválás keresztezi a megnyúlt-tömbös szem-



3. ábra
a) A repedés felnyílását követően, a repedésrendszerbe belépő oldatokból kivált megnyúlt-tömbös szövetű kalcit ($Cc_{EB}1$). A $Cc_{EB}1$ fázis kezdeti kiválása után kitöltetlen terek maradnak fenn (négyzettel jelölve)
b) A második felnyílási esemény során beáramló fluidum és a belőle kiváló ásvány összetétele nem változik, míg az újonnan kialakuló repedések iránya eltér az előzőétől, kialakul a fonatos érrendszer. Továbbra is fennmaradnak kitöltetlen terek a repedésrendszeren belül (négyzettel jelölve)
c) A fennmaradó kitöltetlen terekben a Dol_{ZON}, a Qtz_{BL} és a Cc_{SF} fázisok válnak ki (a, b, d ábrák jelölt részletei)
d) A következő lépésben a már meglévő erek felnyílnak, az így létrejött terekben megjelenik a Cc_{FG} fázis
e) Újabb felnyílások, ezekhez kapcsolódóan a késői erek (Cc_{BL}, Cc_{AT} és $Cc_{EB}2$ fázisok) kiválása

Figure 3
a) Opening of the vein followed by the entering of the solutions precipitate elongate blocky calcite ($Cc_{EB}1$). After closure of the vein there are still open voids exist (marked with quadrangles)
b) The chemistry of the solution and that of the precipitated calcite belong to the next opening phase doesn't change, while the orientation of the veins differs from that of the former opening phase and the braidy vein system evolves. There are still open voids exist (marked with quadrangles)
c) The Dol_{ZON}, the Qtz_{BL} and the Cc_{SF} phases precipitates in the open voids (insets marked with quadrangles in fig a, b, d)
d) Reopening of existing veins, precipitation of Cc_{FG}
e) Opening and precipitation of late veins (Cc_{BL}, Cc_{AT} és $Cc_{EB}2$)

Az ereket felépítő ásványfázisok és azok nevezéktana a kiválás sorrendjében		Az egyes ásványfázisokat létrehozó töréses és szivárgási események
$Cc_{EB}1$	EB : elongate blocky (BONS 2000) - megnyúlt tömbös kalcit	
Dol_{ZON}	zónás dolomit	
Qtz_{BL}	BL : blocky (BONS 2000) - tömbös kvarc	
Cc_{SF}	SF : space filling - térkitöltő kalcit	
Cc_{FG}	FG : fine grain - finom szemcsés kalcit	
$Cc_{EB}2$	EB : elongate blocky (BONS 2000) - megnyúlt tömbös	
Cc_{AT}	AT : ataxial (BONS 2000) - ataxiális kalcit	
Cc_{BL}	BL : blocky (BONS 2000) - tömbös kalcit	

idő

1 2

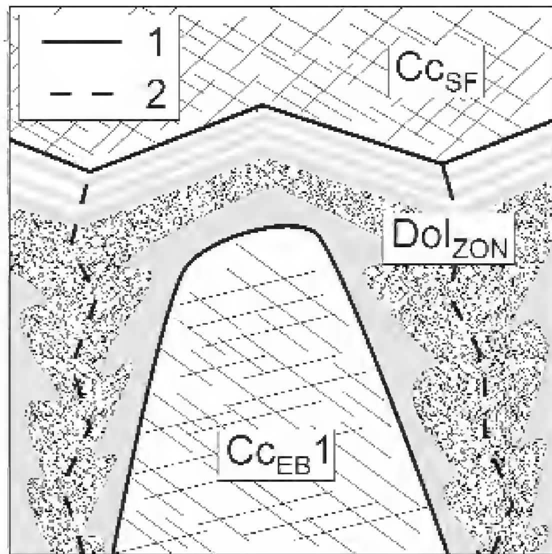
4. ábra. Az ereket felépítő ásványfázisok nevezéktana és a kialakulásukban szerepet játszó töréses/szivárgási események
1 – töréses esemény (a téglalapok mérete és száma a fázist létrehozó felnyílások nagyságával és számával arányos), 2 – szivárgó oldat

Figure 4. *Terminology of vein filling mineral phases with corresponding brittle/percolation events*
1 – brittle event (size and number of quadrangles is proportional to the magnitude and number of brittle episodes producing veins), 2 – percolating fluid

cséket (*II. tábla, c*). Az aprószemcsés kiválás áteső fényben részben sötétvörös, részben átlátszó karbonátszemcsékből áll. Ehhez az aprószemcsés sávhoz gyakorta sugarasan kioltó kvarc kapcsolódik (*II. tábla, c*).

Az ér középvonala felé haladva a $Cc_{EB}1$ megnyúlt-tömbös szemcséi szürkésbarna, romboéderes zónás dolomittal érintkeznek — Dol_{ZON} fázis (*4. ábra*). Ez a kiválás mindig a fehér karbonáterek középvonalában, azok maradék pórustereiben, kizárólag a megnyúlt-tömbös szemcsék szkalenoéderes elvégződéseinek továbbnövekedéseként jelenik meg (*II. tábla, a*).

A Dol_{ZON} kiválás felépítése gyakran összetett (*II. tábla, d, e; V. tábla, c*), maximum 3,5 mm széles. A zóna szemcséin belül három alzóna különíthető el (*5. ábra*), amelyek egymással és a velük érintkező $Cc_{EB}1$ szemcséivel folyamatos kioltásban jelennek meg, romboéderes habitusúak. A $Cc_{EB}1$ szemcsék továbbnövekedéseként rendszerint egy barnásszürke dolomitzóna jelenik meg (*V. tábla, c*). Ezt követi egy sötétszürke zóna, amelynek sötét színét apró, <1 μm zárványokból álló zárványfelhő adja (*5. ábra; V. tábla, c*). A Dol_{ZON} fázis legfiatalabb alzónája nem mindenütt jelenik meg, helyenként közvetlenül az első, szürkésbarna zónából fejlődik ki, mindig a kiválás utolsó alzónájaként (*II. tábla, e*). Szövetét tekintve tiszta, átlátszó dolomit, vékony, 7–50 μm szélességű szürkésbarna sávokkal (*5. ábra; II. tábla, e*).



5. ábra. A Dol_{ZON} fázis a szövetileg elkülönülő három alzónájának feltüntetésével, a $Cc_{EB}1$ és a Cc_{SF} fázisokkal való érintkezésben

1 – fázishatárok, 2 – szemcsehatárok. A második alzóna a szemcsehatárokat kíséri

***Figure 5.** Sketch of the three optically differing subzones of Dol_{ZON} phase, in contact with $Cc_{EB}1$ and Cc_{SF}*

1 – phase boundaries, 2 – grain boundaries. The second subzone follows grain boundaries

Az ércementáció következő lépcsőjében kvarc vált ki, Qtz_{BL} fázis (*4. ábra*; *II. tábla, d, e*). A kvarckiválás a növekedési verseny (*growth competition*, BONS 2000) eredményeképpen létrejött kiválások szöveti bélyegeit mutatja, a Dol_{ZON} kristályaival érintkező apró (*loser grains*), majd továbbnövekedésükben nagyobb átmérőjű kvarcszemcsékkel (*winner grains*) (*II. tábla, e*). Maximális szélessége 1 mm, az egyes érsíkokban igen eltérő mértékben fejlődött ki, helyenként a Dol_{ZON} fázis kristályain megjelenő összefüggő szemcsesort alkot, máshol csak egy-egy fennőtt kristály formájában van jelen. Helyenként a Qtz_{BL} fázis környezetében, a Dol_{ZON} fázison belül ~1 µm vastagságú kvarccal kitöltött utólagos ér figyelhető meg.

A kalciterek utolsó fázisaként homogén, térkitöltő kalcit jelenik meg — Cc_{SF} fázis (*4. ábra*). A Cc_{SF} fázis a korábbi fázisok által közbezárt lencse alakú tereket tölti ki (*3. ábra, c; II. tábla, a, d*).

Helyenként előfordul, hogy a $Cc_{EB}1$, a Dol_{ZON} és a Cc_{SF} fázisok azok teljes szélességében visszaoldódtak, átalakultak, ilyen esetben az ér makroszkóposan barna elszíneződésű (*I. tábla, e*). A barna erek szövetében ugyanakkor jól felismerhetőek mind a $Cc_{EB}1$ kiválás megnyúlt tömbös szemcséi, mind a Dol_{ZON} fázis romboéderes zónái (*II. tábla g*). A barna elszíneződés a Cc_{SF} kiválás Dol_{ZON} fázissal érintkező szegélyén is megjelenik (*II. tábla, h*), azaz az elszíneződést okozó fluidum a Cc_{SF} fázis kiválását követően szivárgott. A barna elszíneződésű erekben nagyobb gyakorisággal fordulnak elő táblás kvarcszemcsék (*II. tábla, h*).

A fehér, zónás karbonáterekhez kapcsolódóan megjelenik egy vörös színű ásvány-fázis. Szövete pátos, finomszemcsés, 60–130 µm átmérőjű szemcsékből áll (*II. tábla, f*), fehér és narancssárga kalciterek (*I. tábla, d*) metszik át. A fázis a $Cc_{EB}1$ fázis szemcséivel érintkezik, helyenként annak leszakított megnyúlt-tömbös szövetű szemcsesorait tartalmazza (*II. tábla, f*). A továbbiakban Cc_{FG} fázisként említjük (*4. ábra*).

A makroszkóposan elkülönülő fehér karbonát értípust vékonyabb, maximum 1,5 mm vastagságú kalciterek metszik át. A fehér karbonáterekben elfoglalt helyzetük, illetve az azokat átmetsző jellegük a vékony erek előbbiekhez viszonyított utólagos voltát bizonyítja, a továbbiakban késői erekként utalunk rájuk.

A késői erek között leggyakoribb a narancssárga színe alapján makroszkóposan is elkülönülő, megnyúlt tömbös szemcsékből álló $Cc_{EB}2$ fázis (*4. ábra*). Kristályai két zónából épülnek fel, az érszegéllyel érintkező, narancssárga felhőszerű sávokat tartalmazó kiválás zónáját tiszta kalcit váltja fel (*III. tábla, a*), az utóbbi nem mindenütt fejlődött ki (*III. tábla, b*). A késői erek közül az egyetlen, ami a befogadó kőzettesten belül önálló érként is megjelenik, középvonalában kitöltetlen térrel (*I. tábla, f*).

Szövete alapján az előbbitől elkülönül a mellékkőzet szemcséinek töredékeiből, vagy az ér által átmetszett kalcitszemcsék változatos méretű darabjaiból álló szilárd zárványsorokat tartalmazó kalcitér — Cc_{AT} fázis (*III. tábla, e, f*). A befogadó kőzet, vagy átmetszett ér szemcséiről letépett szilárd zárványsorokat tartalmazó szövetet kialakító folyamat a többször ismétlődő felnyílás-bezáródás (*crack-seal*, BONS 2000, HILGERS & URAI 2005). Ugyanakkor az átmetszett szemcsék elhurcolt darabjai nem rendeződnek az ér síkjával párhuzamos sorokba, ami alapján a többszöri felnyílás-bezáródás során a felnyílási síkok helyzete változott, ataxiális szövetet eredményezve (BONS 2000, HILGERS & URAI 2002a).

A késői erek között gyakoriak a fehér, homogén kalciterek. Vastagságuk legfeljebb 1,5 mm, tömbös szemcsékből épülnek fel, amelyek nem töltik ki teljes egészében a rendelkezésükre álló teret — Cc_{BL} fázis (*4. ábra*, *III. tábla, c, d*). A saját alakú szemcsék között gyakori a kitöltetlen pórustér, tekintve a szemcsék saját alakú, szkalenoéderes elvégződéseit az ér középvonában, a kristálynövekedés az érfal felől annak középvonala felé irányult.

A pásztázó elektronmikroszkópos felvételek értékelése

A fázisokról, azok határain Mg-, Ca-, Fe-, Mn- és Sr-elemtérképeket és visszaszórt elektronképeket készítettünk.

A $Cc_{EB}1$ fázis kristályai tiszta kalcitból épülnek fel, az összes mért elem közül kimutatható mennyiségben csak Ca van jelen a rácsban (*IV. tábla, l, v*). A Dol_{ZON} a BSE felvételeken, valamint az elemtérképeken a fázis szemcséibe beépülő Mg alapján a Cc_{EB} fázistól jól elkülönül (*IV. tábla, m, x*). A $Cc_{EB}1$ fázishoz képest a Mn-tartalom megnövekedik (*IV. tábla, n, y*). A fázis második alzónája a BSE felvételeken mint egy vastagabb sávba rendeződő, felhőszerű foltokból álló zóna jelenik meg (*IV. tábla, k, u*), amelyben a Ca-tartalom a Mg-tartalom rovására megnő, a Mn-tartalommal együtt (*IV. tábla, n*). A Dol_{ZON} harmadik alzónájában a Mg és a Ca az első alzónához hasonlóan homogén eloszlású, a szövetben megfigyelhető sávos oszcilláció a Mn-elemtérképeken nem jelentkezik (*IV. tábla, s*). A Cc_{SF} fázis az elemtérképeken alap-

ján Mn-tartalmú kalcit (*IV. tábla, s*). Az elemtérképek alapján a $Cc_{EB}1$ a Dol_{ZON} és a Cc_{SF} fázisok Fe-tartalmában nincs különbség (*IV. tábla, o, t, z*).

Az Cc_{BL} kiválásról készített elemtérképen a szomszédos fázisokhoz ($Cc_{EB}1$) viszonyítva az elemeloszlásban nem tudtunk különbséget kimutatni. Az Cc_{AT} és a Cc_{FG} fázisról készült elemtérkép az Cc_{AT} által kitöltött eret a Cc_{FG} kiválást átmetsző helyzetben tárja fel (*IV. tábla, a–e*). A felvétel a Cc_{FG} fázis magas vastartalmára, valamint a Cc_{AT} fázis Cc_{FG}-hez viszonyított magasabb Mn-tartalmára hívják fel a figyelmet. A Cc_{FG} fázisról készült visszaszórt elektronképeken látható, hogy annak fő tömegét kalcit alkotja, benne hematit- és kvarczárványokkal (*III. tábla, g*). A hematitzárványok rostos, szálas szemcsék koncentrikus halmazaiként jelennek meg (*III. tábla, h*).

A visszaoldott, barna elszíneződésű, megnyúlt tömbös szövetű szemcsékről készült visszaszórt elektronkép és elemtérkép (*IV. tábla, f–j*) alapján a szemcséket főképp kalcit építi fel, foltokban Fe és Mn dúsul. A visszaszórt elektronképen 120 µm legnagyobb átmérőjű táblás kvarcszemcse is megjelenik (*IV. tábla, f*), valamint elszórtan apró hematitszemcsék (*IV. tábla, j*).

Katódlumineszcens mikroszkópia

A mikroszkóposan elkülönülő érkitöltő fázisok a katódlumineszcens felvételeken is jól elkülönülnek, illetve az utóbbiak több, áteső fényben végzett vizsgálat mellett nem felismerhető mikroerek (*healed microfracture*, MILLIKEN & LAUBACH 2000, LAUBACH et al. 2004), mikroérrajok létére is felhívják a figyelmet (*V. tábla, a*).

A $Cc_{EB}1$ fázis kristályai nem lumineszkálnak (*V. tábla, b, d*), szemcséit utólagos sárga lumineszcens színű érraj metszi át (*V. tábla, a*). Ugyancsak a $Cc_{EB}1$ fázis kristályainak érintkezési vonalában gyakorta megjelenik egy sárga lumineszcens színű fázis (*V. tábla, e*), a kristályokon belül több helyütt a dolomitra jellemző piros CL szín jelentkezik, felhőszerű ám egyértelműen az egyes szemcsék szkalenoéderes kristálylapjaival párhuzamos zónákban (*V. tábla, e*). Ugyanez a piros lumineszcens szín pontszerűen elszórva is megjelenik a $Cc_{EB}1$ kristályaiban. A Dol_{ZON} fázis a dolomitra jellemző piros CL színt mutatja (*V. tábla, b, d, e*). A szemcséken belül gyakorta felhőszerű zónákban sárga lumineszcens színű zóna jelenik meg. Utóbbi az áteső fényben megfigyelt második alzónával egyértelműen azonosítható (*V. tábla, c, d*). A mikroszkópi vizsgálatokkal elkülönített harmadik alzóna katódlumineszcens felvételeken vékony, eltérő lumineszcens színű sávokból álló oszcilláló zóna (*V. tábla, b*). A Cc_{SF} fázis homogén, sárga-narancssárga lumineszcens színű (*V. tábla, b*).

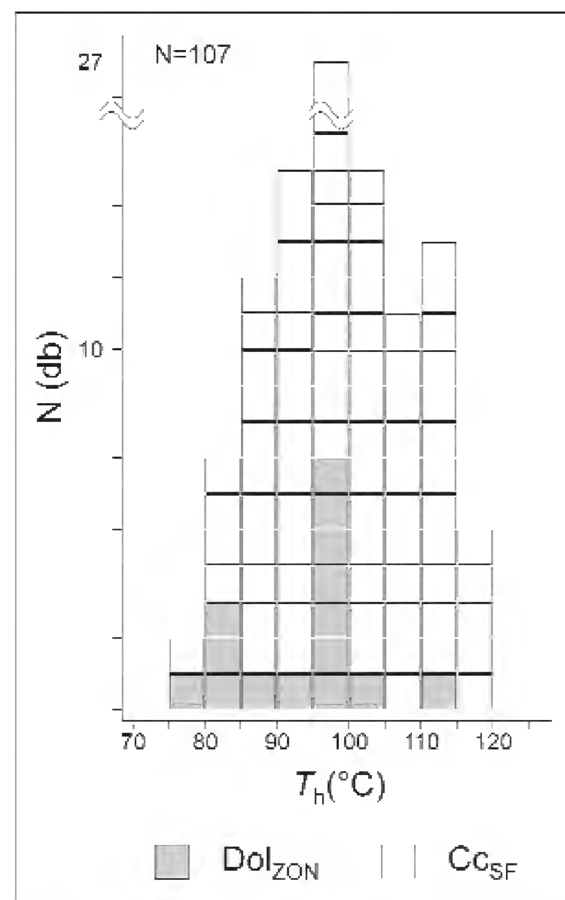
Az Cc_{BL} fázis kristályai nem lumineszkálnak, ugyanakkor a fázisról készült katódlumineszcens kép egy korábbi lumineszcens mikroeret tett láthatóvá, amelynek az újrafelnyílásával kialakult repedésben vált ki az Cc_{BL} fázis (*V. tábla, f*). Erre utalnak a korábbi ér leszakított darabjai (*V. tábla, f*). Az Cc_{AT} fázis lumineszcens színe sárga-narancssárga (*V. tábla, g*), a Cc_{FG} fázisé pirosas-barnás (*V. tábla, e*).

A $Cc_{EB}1$ és a Dol_{ZON} fázisról készült lumineszcens felvételek a $Cc_{EB}1$ valamint a Dol_{ZON} fázisokat átmetsző hajszálérrajt tártak fel (*V. tábla, a*). Ezek lumineszcens színe sárga, vastagságuk max. 10 µm. Kifejlődésük alapján elkülöníthetők az ereken belül kevésbé összetöredezett, valamint az átmetsző sárga lumineszcens színű erek által sűrűn átjárt, erősen összetöredezett zónák.

Fluidumzárvány-petrográfia és mikrotermometria

Mikrotermometriai méréseket a Dol_{ZON}, a Cc_{SF} és a Qtz_{BL} fluidumzárványain végeztünk, mivel a vizsgált fázisok közül csak ezek tartalmaztak mérhető fluidumzárványokat.

A Dol_{ZON} fázis petrográfiailag elkülönülő, a romboéderlapokkal párhuzamos átlátszó és szürkésbarna sávokból álló harmadik alzónájában előforduló elsődleges zárványai bizonyultak mérhetőnek, a fázis középső, zárványfelhős zónájában jelenlévő zárványok apró méretük (3 µm legnagyobb átmérő) miatt mérésre alkalmatlannak bizonyultak. A zárványok a szemcsék átlátszó sávjaiban foglalnak helyet, 5 µm legnagyobb átmérőjű, kis gőz/folyadék térfogatarányú (f_V (25 °C) ~0,1) kétfázisú fluidumzárványok. A zárványok homogenizációs hőmérséklete 75 és 118 °C közötti intervallumban változik, 95 és 100 °C közötti gyakorisági maximummal (*6. ábra*). Homogenizáció után szobahőmérsékletre való visszahűtés után a zárványokban nem következik be a gázfázis nukleációja, így azok végső olvadási hőmérséklet mérésére alkalmatlanná váltak.



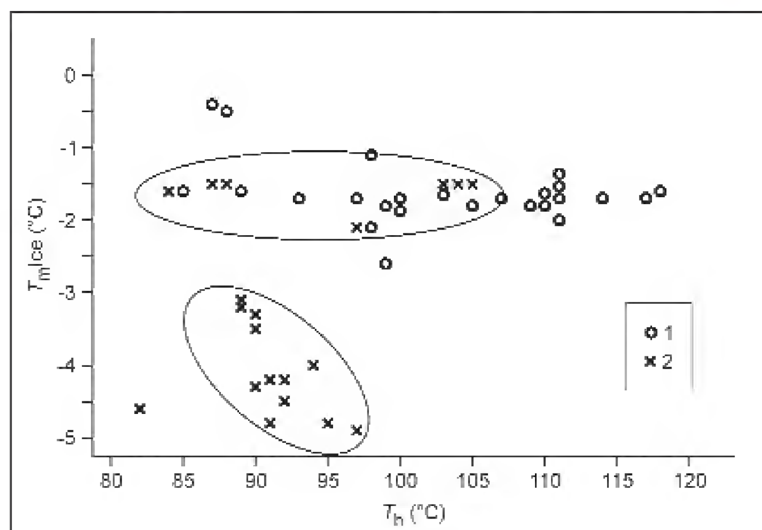
6. ábra. A Dol_{ZON} és a Cc_{SF} fázisokban mért zárványok T_h értékeinek gyakorisági hisztogramja

Figure 6. *Histogram of measured T_h data of fluid inclusions in Dol_{ZON} and Cc_{SF} phases*

Azokban a zárványokban, amelyekre vonatkozóan homogenizációs hőmérsékletmérések nem zajlottak, sem sikerült utolsó jégolvadási hőmérsékleteket mérni, mivel a szilárd fázis — buborék megjelenése nélkül — 0 °C fölött, metastabilan olvadt meg.

A Qtz_{BL} fázis zárványai változatos méretűek, egyes esetekben elérik a 20 μm legnagyobb átmérőt és a saját alakú kvarckristályok szemcsehatáraival párhuzamos zónákban helyezkednek el. Jellemző továbbá, hogy a nagyobb méretű kvarckristályok Dol_{ZON} fázissal való érintkezésénél az apró (~5 μm legnagyobb átmérőjű) zárványok egymással és a kristálylapokkal párhuzamos sorokba rendeződnek. A fluidumzárványok Raman-spekrumuk alapján (publikálatlan adat) egyfázisú vizes zárványok.

A Cc_{SF} fázis fluidumzárványainak genetikai típusa nem határozható meg bizonyosan, mivel a térkitöltő kalcit nem mutat növekedési zónákat, amelyek alapján elsődleges zárványgenerációkat egyértelműen azonosítani lehetne. Így a fázist hosszabb-rövidebb szakaszon átszelő síkokba rendeződő zárványokat másodlagos, míg az ilyen síkokhoz nem köthető, elszigetelten előforduló zárványokat elsődleges eredetűnek tételeztük fel. A mért zárványok kis hányadában — szobahőmérsékletre visszahűtve — nem jelent meg buborék, így nem volt alkalmas további jégolvadási hőmérséklet mérésekre, a zárványok nagyobb hányadában ugyanakkor az utolsó jégolvadási hőmérséklet mérések sikerrel zajlottak. Az elsődleges zárványok alakja változatos, méretük 5–15 μm maximális átmérő között változik, a jellemző f_V(25 °C) érték körülbelül 0,1. Az elsődleges zárványok homogenizációs hőmérsékletei a 85 és 119 °C közötti intervallumban helyezkednek el (*7. ábra*), utolsó jégolvadási hőmérsékleteik pedig a jól körülhatárolható, –2,7 – –0,4 °C közötti intervallumban szóródnak (*7. ábra*). Ez alapján az elsődleges zárványok szalinitása 0,7% < *w*NaCl equiv. < 4,7%. A másodlagos zárványok homogenizációs hőmérsékletei 82 és 98 °C között adódtak (*7. ábra*). Végső jégolvadási hőmérsékleteik alapján elkülöníthető egy, az elsődleges zárványokkal azonos, –2,1 °C < T_m(Ice) < –1,5 °C (2,6% < *w*NaCl equiv. < 3,6%) és egy alacsonyabb –4,8 °C < T_mIce < –3,1 °C (5,1% < *w*NaCl equiv. < 7,6%) végső jégolvadási hőmérséklettel jellemezhető fluidum.



7. ábra. A Cc_{SF} fázisban mért fluidumzárványok végső jégolvadási hőmérséklet (T_m(Ice)) értékei a homogenizációs hőmérséklet (T_h) értékek függvényében

1 – elsődleges zárványok, 2 – másodlagos zárványok. Az elkülönülő másodlagos fluidumzárványok csoportjai bekarikázva

Figure 7. *Final melting temperature (T_m(Ice)) vs. homogenisation temperature (T_h) diagram of fluid inclusions in Cc_{SF} phase*

1 – primary inclusions, 2 – secondary inclusions. The different groups of secondary fluid inclusions are marked

Diszkusszió

Az együttesen alkalmazott mikroszkópi-szöveti, pásztázó elektronmikroszondás és katódlumineszcens vizsgálataink az amfibolit ereit kitöltő ásványfázisok és azok relatív időbeli sorrendjének azonosítását tették lehetővé. Az utolsó három fázis kiválási sorrendje nem tisztázott, mivel az egymást átmetsző szöveti viszonyaikat feltáró mintát nem találtunk.

A vizsgált erek kitöltő fázisai közül az első a $Cc_{EB}1$ fázis (*3. ábra, a–e*; *II. tábla, a*) amely egyben a legnagyobb tömeget képviseli, az elemtérképek alapján tiszta kalcitfázisnak tekinthető (*IV. tábla, k–o, u–z*). Növekedési morfológiáját tekintve szintaxiális, azaz a fázist alkotó szemcsék kiválása az ér középvonalában zajlott, a szemcsék az érfal felől az ér középvonala felé fiatalodnak (BONS 2000, PASSCHIER & TROUW 2005). A szemcsék morfológiáját tekintve megnyúlt-tömbös szövetű kitöltés, amely a szemcsék közötti növekedési verseny eredményeként létrejövő szövetek sajátja, egyben advektív áramlással szállítódó oldatokból történő kiválást jelez (BONS 2000, PASSCHIER & TROUW 2005, HILGERS et al. 2001). Az esetenként több cm vastag repedésekben történő advektív fluidumáramlás ugyanakkor kizárja a befogadó kőzettel való kölcsönhatást (OLIVER & BONS 2001), mivel a kezdeti kiválás után a fluidum már nem érintkezik a mellékkőzettel. Az érrendszert a $Cc_{EB}1$ fázis kristályai egyenletes mértékben töltik ki, az erek középső, megnyúlt lencseszerű tereit leszámítva, a teljes teret elfoglalják. LEE et al. (1996) kalcitcement egyenletes érbeli eloszlásának kialakulási feltételeit vizsgálták MORSE & MACKENZIE (1993) kalcitkiválásra vonatkozó termodinamikai modelljének alkalmazásával. Eredményeik alapján egy repedésrendszerbe belépő oldatban a megváltozott körülmények hatására meginduló ásványkiválás miatt a túltelítettség mértéke jelentősen csökken, a beáramlás helyétől távolodva egyre kisebb mértékű ásványkiválást eredményezve. Így az érrendszerbe való belépés helyszínéhez közel az áramlási pályák bezáródnak, az érrendszer pedig nem képes teljes mértékben kitöltődni. Következtetéseiket HILGERS & URAI (2002b, 2003) cementációs kísérleti eredményei is alátámasztják. LEE et al. (1996) modellje alapján egyenletes érbeli kalcitcement eloszlás az ásványosító oldat nagy mértékű túltelítettsége esetén csak nagy, a természetben valószínűtlen áramlási sebességek esetén alakulhat ki. Alacsonyabb áramlási sebesség esetén az ásványosító oldat kismértékű túltelítettsége teszi lehetővé a kalcitcement egyenletes érbeli eloszlását, ami ugyanakkor extrém (10^5–10^6) oldat/

ásvány térfogatarányt feltételez. Az érképződéshez szükséges időtartam tízezertől néhány millió év lehet, az ásványosító fluidum kemizmusának és az érrendszer dimenzióinak függvényében (LEE & MORSE 1999). DABI et al. (2006) a $Cc_{EB}1$ fázis kristályainak növekedési irányaival párhuzamos vonalak mentén felvett UV spektrumok matematikai analízise alapján oszcillációs mintázatokat mutatott ki. Folyadékokból kicsapódó ásványok kiválásával egyidejűen keletkező oszcillációs mintázatok kialakulásának fontos feltétele az ásványosító oldat nagy mértékű túltelítettsége (WANG & MERINO 1992). Ez ugyanakkor LEE et al. (1996) modellje értelmében a $Cc_{EB}1$ fázis keletkezésekor a repedésrendszerben mozgó oldatok nagy áramlási sebességét, ezzel együtt pedig az ásványosító fluidum forrásának a kiválás helyétől való nagyobb távolságát valószínűsíti.

BONS (2001), HILGERS et al. (2001), valamint NOLLET et al. (2005) numerikus modelljei értelmében megnyúlt-tömbös szövetű érkitöltés akkor jöhet létre, ha az egyes felnyílási események közötti időtartam a szemcsék lassú növekedési sebességéből adódóan vagy az egyszeri felnyílás nagysága miatt nem elegendő a repedés teljes kitöltéséhez. Ilyen esetekben a repedés falán kivált ásványszemcsék „növekedési anizotrópiája" eredményeként beindul a szemcsék közötti növekedési verseny, megnyúlt-tömbös szemcsehalmazt eredményezve. A vizsgált fonatos érrendszerekre jellemző, hogy a $Cc_{EB}1$ fázis kristályai vékonyabb kitöltést alkotnak a fázis által kitöltött korábbi repedésen keresztül (*I tábla, c, 3. ábra, b–e; II. tábla, b*). Ezek a vékonyabb erek aztán néhány cm-en belül egyesülnek a korábbi érrel. A kialakult szerkezet lehetséges magyarázata, hogy a $Cc_{EB}1$ fázist létrehozó oldat több nagyobb felnyílás során érkezett a kiválás helyszínére, mialatt a felnyílási eseményt létrehozó feszültségtér megváltozott. A Dol_{ZON} fázissal érintkező szkalenoéderek olyan szemcsék jelenlétét jelzik, amelyek növekedése az érrendszer bezáródása miatt leállt. Ezután a többszöri felnyílás és cementáció után is maradtak fenn az érrendszeren belül kitöltetlen térrészek (*3. ábra, b*).

A $Cc_{EB}1$ fázis nem lumineszkál, ugyanakkor a katódlumineszcens felvételek a fázison belül elkülönülő narancssárga lumineszcens színű mikroérraj létére hívják fel a figyelmet (*V. tábla, a*). Ez az érraj áteső fényben készült mikroszkópi képeken nem figyelhető meg, mivel az újonnan megjelenő kalcitfázis a befogadó kalcittal optikailag folytonos kiválást képez és visszaszórt elektronképen sem látható (MILLIKEN & LAUBACH 2000). A megnyúlt-tömbös szemcsék határához kapcsolódó narancssárga lumineszcens színű fázis (*V. tábla, e*) a szemcsehatárok között kialakuló áramlási pályák létére enged következtetni. A szemcsehatárok közötti kiválás a Dol_{ZON} fázisban is megjelenik.

Az éren belül a $Cc_{EB}1$ fázisok kiválása után visszamaradt terekben zajlott a zónás dolomit (Dol_{ZON}) kiválása (*3. ábra, c*). A Dol_{ZON} fázis minimális kiválási hőmérséklete a T_h adatok alapján 95–100 °C. Lumineszcens színe vörös, ami a dolomitra jellemző 590 és 676 nm-es lumineszcens csúcsokból tevődik össze és a Ca^{2+} és a Mg^{2+} helyére beépülő Mn^{2+} bocsátja ki (MACHEL et al. 1991). A Mn^{2+} jelenlétét a fázisról készített elemtérképek is alátámasztják (*IV. tábla, n*). MACHEL & BURTON (1991), valamint MACHEL (2000) munkáikban a diagenetikus karbonátok katódlumineszcens színét meghatározó D_{Me} értéket (a fluidum és a szilárd fázis közötti, a lumineszcenciát okozó nyomelemre vonatkozó megoszlási együttható) geokémiai tényezők összetett rendszerének eredőjeként vezetik le és felhívják a figyelmet az ezekben érvényesülő lokális folyamatok jelentőségére. A jelen munkában alkalmazott lumineszcens analitikai eljárás nem tesz lehetővé további geokémiai következtetéseket, viszont alkalmas az egyes fázisokat létrehozó szülőoldatok áramlási pályáinak azonosítására, behegedt mikroerek kimutatására (*healed microfracture*, MILLIKEN & LAUBACH 2000, LAUBACH et al. 2004), illetve ezek egymást átmetsző viszonyai alapján egyes esetekben a kiválási sorrend meghatározására. A Dol_{ZON} fázisra jellemző vörös lumineszcens szín erek, mikroerek formájában nem jelentkezik a vizsgált mintákban, viszont gyakorta azonosítható a $Cc_{EB}1$ fázison belül felhőszerű alakzatokban (*V. tábla, e*). Ennek alapján a fázis szülőoldatának áramlási pályái nem repedésekhez kapcsolódtak, hanem a korábbi $Cc_{EB}1$ fázison keresztül szivárogtak, a szivárgási pályák mentén metaszomatizálva azt. A Dol_{ZON} fázis által kitöltött maradvány porozitás egymástól elszigetelt üregek formájában létezett az érrendszerben, ami kizárja a szülőoldat advektív áramlási módját. A Dol_{ZON} fázis harmadik alzónája párhuzamos, változó intenzitású és színű lumineszcens sávokból álló zóna (*V. tábla, b*), ami MACHEL & BURTON (1991), valamint MACHEL (2000) értelmezésében zárt rendszerben történő kristályosodás során alakulhat ki. Ez a szöveti bélyeg megerősíti azt az értelmezést, miszerint a fázis szülőoldata nem repedésrendszerbeli áramlással, hanem a korábbi $Cc_{EB}1$ fázison keresztül történő szivárgással a kiválás helyszínére érkezett, majd zárt rendszerben bepárlódó oldat lehetett (MACHEL 2000). Ugyanakkor a Dol_{ZON} fázison belül sárga-narancssárga lumineszcens színű felhők jelentkeznek, a dolomitszemcsék szemcsehatáraihoz kapcsolódó és a romboéderlapokkal párhuzamos zónákban, a zóna szövetileg elkülönülő második alzónájával egyértelműen azonosíthatóan (*V. tábla c, d*). Ez a lumineszcens szín a $Cc_{EB}1$ fázis megnyúlt szemcséinek a határain is megfigyelhető, azaz a Dol_{ZON} fázis kiválását követően egy újabb, a szemcsék határain szivárgó oldatból kivált kalcitfázis azonosítható. A Dol_{ZON} fázis második alzónáját létrehozó oldattal kapcsolatban felmerülhet, hogy advektíven áramlott a korábbi fázisok által kitöltetlen terekben és a Dol_{ZON} fázison belül annak felhőszerű megjelenése az áramlással egyidejű visszaoldódás következménye. Ennek azonban ellentmond és a szülőoldat szemcsehatárok mentén zajlott szivárgását támasztja alá az a tény, hogy a luminescens alzóna a Dol_{ZON} fázis szomszédos szemcsehatárain is megjelenik, nemcsak az első alzóna érközépvonala felé eső részén, ahol az áramló oldattal a Dol_{ZON} fázis érintkezhetett volna. Ezt a lehetőséget támasztja alá, hogy a visszaszórt elektronképeken a második alzóna gyakran felhőszerű foltokként jelenik meg (*IV. tábla, u*).

A Qtz_{BL} tömbös szövetű szemcsehalmazai (*3. ábra, c*) mentén megjelenő, a Dol_{ZON} fázist átmetsző kvarccal kitöltött repedések alapján a fázist létrehozó szülőoldat repedésrendszerben áramlott a kiválás helyszínére. Ezt a Qtz_{BL} fázis kisebb vesztes és azok továbbnövekedésében megjelenő nagyobb győztes szemcsékből felépülő szövete is jelzi (*II. tábla, e*), ami a szülőoldat advektív áramlással történő szállítódásának jellemzője (BONS 2000, PASSCHIER & TROUW 2005, BONS 2001, HILGERS et al. 2001). GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) szerint szobahőmérsékleten egyfázisú fluidumzárványok a fluidum 50 °C alatti hőmérsékletét jelzik a csapdázódáskor. Ilyen alacsony kiválási hőmérséklet ugyanakkor nehezen értelemezhető a Qtz_{BL} fázis kiválását megelőző Dol_{ZON} és az azt követően kivált Cc_{SF} elsődleges folyadékzárványainak magasabb homogenizációs hőmérsékletei alapján. Sokkal valószínűbb, hogy a zárványokban lévő fluidum szobahőmérsékleten metastabil állapotban van, ami szintén alacsony elméleti homogenizációs hőmérsékletet jelez, de a megfelelő nyomáskorrekcióval nem zárja ki a magasabb csapdázódási hőmérsékletet.

A Cc_{SF} fázis (*3. ábra, c*) Mn-tartalmú kalcit, a mikrotermometriai mérések alapján alacsony szalinitású (0,7% < *w*NaCl equiv. < 4,3%) oldatokból vált ki, 95–100 °C minimális kiválási hőmérséklet mellett. Az azonos végső jégolvadási hőmérséklettel rendelkező másodlagos zárványsorok alapján a fluidum összetétele a későbbiekben nem változott, ám ugyanezen zárványok alacsonyabb homogenizációs hőmérséklet értékei alapján hűlő oldatrendszerrel számolhatunk. A Cc_{SF} fázis lumineszcens színe alapján megegyezik a $Cc_{EB}1$ fázis szemcsehatáraihoz kapcsolódó narancssárga lumineszcens színű fázissal, valamint a Dol_{ZON} fázisban megfigyelhető narancssárga lumineszcens színű metaszomatikus fázissal, és a $Cc_{EB}1$ fázist átmetsző mikroérrajjal. A CL képeken azonosítható szivárgó oldatokkal és a korábbi fázisokat átmetsző mikroérrajokkal való lehetséges azonosságok alapján a szivárgó oldatok repedések kialakulásában játszott szerepe valószínűsíthető (*hydrofracturing*, TWISS & MOORES 1997, BONS 2000). Azaz a fázis szülőoldata a mellékkőzeten és a korábbi kitöltő fázisokon keresztül szivárgott, amivel párhuzamosan a pórusnyomás nőtt, ami a hatékony feszültséget csökkentette egészen addig, míg a kőzet megrepedt (a $Cc_{EB}1$ fázist átmetsző mikroérrajok mentén felnyílt). Ez a folyamat a narancssárga lumineszcens színű mikroerek egymást helyenként átmetsző viszonya alapján nem egyszeri esemény lehetett. Ezt alátámasztják a Cc_{SF} fázisban a fázis szülőoldatához hasonló kemizmusú másodlagos zárványsorok, azaz a fázis szülőoldata a fázis kiválása után bekövetkező felnyílások során is jelen volt. A többszöri felnyílás során a szülőoldat hőmérséklete csökkent, változatlan sótartalom mellett (másodlagos zárványsorok: 84 °C < T_h < 105 °C, 2,5% < *w*NaCl equiv. < 3,5%). A homogenizációs hőmérsékletek csökkenése a másodlagos petrográfiai helyzetben levő zárványok esetében értelmezhető továbbá úgy is, hogy azok a Cc_{SF} szülőoldatával azonos, ám annál nagyobb sűrűségű fluidumok voltak. A nagyobb sűrűség annak következménye lehet, hogy a későbbi felnyílásokkor nem álltak rendelkezésre a nagyobb mértékű sűrűségcsökkenést lehetővé tevő, a Cc_{SF} által kitöltött pórusterek.

A kiválási-felnyílási sorozat következő tagja a Cc_{FG} vörös, mikroszemcsés kalcitfázis lehetett (*3. ábra, d*). A nagy tömegű kiválás (1), az aszimmetrikusan megjelenő mikroszemcsés kiválás (az ér egyik oldalán a $Cc_{EB}1$ fázis szemcséit átmetsző helyzetben) (2) és a korábbi kiválások makroszkóposan barna elszíneződését létrehozó metaszomatikus fázis (3) ennek az eseménynek lehetnek a különböző módozatai. Az (1) és a (2) és a (3) kapcsolatára a mikroszemcsés ásványok jelenléte enged következtetni, a (1) és a (3) kapcsolatára a mindkét helyzetben megjelenő kvarc és hematit, valamint a (1) és a (3) többi fázishoz viszonyított időbeli helyzete.

Az Cc_{BL} fázis Cc_{FG} fázist létrehozó eseménnyel való időbeli viszonya nem tisztázott, mivel a kettő közötti átmetsző viszonyt feltáró mintát nem találtunk. A $Cc_{EB}2$ és az Cc_{AT} fázisok Cc_{FG}-hez való utólagos viszonya (*I. tábla, d; III. tábla, f*) az átmetsző szöveti helyzetük alapján egyértelmű, míg egymáshoz való időbeni viszonyuk nem tisztázott.

Az érrendszer fejlődésének záró szakasza a narancssárga erek kialakulását létrehozó töréses esemény és az ahhoz kapcsolódó $Cc_{EB}2$ fázis kialakulása volt (*3. ábra, e*) figyelembe véve annak átmetsző viszonyát az összes többi megfigyelt fázissal. Ez alól kivétel a Cc_{AT} és a Cc_{BL} fázis, aminek a $Cc_{EB}2$ fázissal való azonossága nem kizárható.

A Cc_{SF} fázis másodlagos zárványai egy alacsony hőmérsékletű, 82 és 97 °C közötti minimális bezáródási hőmérsékletű, kis sótartalmú (6,5% < *w*NaCl equiv. < 7,6%) oldat, a Cc_{SF} fázis kiválását követő jelenlétére hívták fel a figyelmet. Az előbbiektől a mért értékek kis száma miatt nem egyértelműen különül el egy hasonló homogenizációs hőmérsékletű (T_h ~90 °C), kisebb sótartalmú (5,1% < *w*NaCl equiv. < 5,7%) oldat. Ezek az eredmények a Cc_{SF} fázis kiválását követően az alacsony hőmérsékletű és kis sótartalmú oldatok dominanciájára hívják fel a figyelmet.

Következtetések

A Goldgrund-völgy első keleti mellékvölgye által feltárt amfibolit test karbonáterei szöveti alapon nyolc típusra különíthetők, melyek alapján legalább hat eltérő fluidumáramlási esemény rekonstruálható:

1. Az első fluidumáramlási esemény advektíven áramló oldatok megjelenésére utal, melyek a befogadó kőzet legalább két fázisban bekövetkezett töréses szerkezetalakulását követték. A megnyúlt tömbös szövetű kalcit ($Cc_{EB}1$) esetében a mikrotermometriai módszerek alkalmazhatóságát a későbbi oldatáramlási események metaszomatikus hatása megkérdőjelezi. A szövet alapján a szülőoldat nagymértékű túltelítettsége és nagy áramlási sebessége valószínűsíthető, ami annak extraformációs eredetét is felveti.

2. A második fluidumáramlási esemény a zónás dolomit fázist (Dol_{ZON}) hozta létre, a korábbi érrendszer maradványtereibe a $Cc_{EB}1$ szemcséin keresztül szivárgó oldatból, 80–100 °C-os minimális kiválási hőmérsékleten.

3. A harmadik fluidumáramlási esemény a tömbös szövetű (Qtz_{BL}) fázist létrehozó, advektíven áramló oldat megjelenése volt. A Qtz_{BL} szemcséinek egyfázisú elsődleges zárványai alapján az oldat alacsony hőmérsékletű voltára következtethetünk, felvetődik annak meteorikus eredete.

4. A negyedik fluidumáramlási esemény a Cc_{SF} fázist létrehozó oldat, kialakulásában a megnövekedett fluidumnyomásból eredő instabil kőzetmechanikai állapot hatására bekövetkező törések (*hydrofracturing*) játszhattak szerepet. A Cc_{SF} fázis elsődleges zárványai alapján a kiválás minimális hőmérséklete 95–100 °C, az oldat szalinitása 0,7–4,3% *w*NaCl equiv. volt.

5. Az ötödik fluidumáramlási esemény a hematit- és kvarczárványokat tartalmazó Cc_{FG} fázist létrehozó oldat, a Cc_{SF} fázis másodlagos zárványai alapján szintén kis hőmérsékletű (81 °C < T_h < 98 °C), kis szalinitású (5,1–7,6% *w*NaCl equiv) szülőfluidummal.

6. A hatodik fluidumáramlási esemény esetében a $Cc_{EB}2$ és a Cc_{BL} fázisok nem különíthetők el egymástól egyértelműen. A Cc_{AT} fázis szövete többször ismétlődő felnyílást és oldatáramlást („*crack-seal mechanism*") jelez, ami alapján szülőoldata nem lehetett azonos a $Cc_{EB}2$ és a Cc_{BL} fázisokéval.

Összegzésként elmondható, hogy a szülőoldatok érszövetek alapján rekonstruált áramlási mechanizmusai lokálisan ható paleohidrogeológiai folyamatokat tükröznek, azaz az amfibolitból leírt érkitöltő ásványok a területen más szövettel is megjelenhetnek. Így további feltárások hasonló szemléletű vizsgálata az Ófalui Formáció, általában véve pedig egy heterogén kristályos komplexum hidraulikai viselkedésének megértését szolgálhatja.

Köszönetnyilvánítás

Megköszönjük Bajnóczi Bernadettnek, az MTA Geokémiai Kutatóintézet munkatársának a katódlumineszcens felvételek elkészítése során nyújtott önzetlen segítségét. A kutatásokat támogatta az OTKA (No. K-60768). Köszönjük továbbá Szabó Csaba és Poros Zsófia alapos bírálatát, mely nagyban hozzájárult a cikk végső formájának kialakításához.

Irodalom – References

Árkai, P. & Nagy, G. 1994: Tectonic and magmatic effects on amphibole chemistry in mylonitized amphibolites and amphibole bearing enclaves associated with granitoid rocks. – *Acta Geologica Hungarica* **37/3-4,** 235-268.

Balla Z. (szerk.) 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszín alatti és kiegészítő felszíni földtani kutatás 2004-2007. – *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Intézet.

Bodnar, R. J. 1992: Revised equation and table for freezing point depressions of H_2O-salt fluid inclusions – PACROFI IV, – Fourth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Lake Arrowhead, Abstract.

Bons, P. D. 2000: The formation of veins and their micostructures. – *Journal of the Virtual Explorer* **2,** p. 12.

Bons, P. D. 2001: Developement of crystal morphology during unitaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model. – *Journal of Structural Geology* **23,** 865-872.

Bons, P. D. & Montenari, M. 2005: The formation of antitaxial calcite veins with well developed fibres, Oppaminda Creek, South Australia. – *Journal of Structural Geology* **27,** 231-248.

Dabi, G., M. Tóth, T. & Schubert, F. 2006: Analysis of oscillatory zoning in syntectonic calcite crystals evaluating UV-spectra. – SZTE Földtani és Őslénytani Tanszék, Kézirat, X. Geomatematikai Ankét, Szeged, Abstract, 1 p.

Gatter, I. & Török, K. 2004: Mineralogical notes and fluid inclusion studies on quartz-feldspar granite pegmatites and quartz veins from Mórágy and Erdősmecske granitoid, S-Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45,** 39-48.

Ghoneim, M. F. & Szederkényi, T. 1977: Preliminary petrological and geochemical studies of the area Ófalu, Mecsek Mountains, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **23,** 15-28.

Goldstein, R. H. & Reynolds, T. J. 1994: Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. – SEPM Short Course, 31. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa. 199 p.

Hilgers, C., Koehn, D., Bons, P. D. & Urai, J. L. 2001: Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. – *Journal of Structural Geology* **23,** 873-885.

Hilgers, C. & Urai, J. L. 2002a: Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. – *Tectonophysics* **352,** 257-274.

Hilgers, C. & Urai, J. L. 2002b: Experimental study of syntaxial vein growth during lateral fluid flow in transmitted light: first results. – *Journal of Structural Geology* **24,** 1029-1043.

Hilgers, C. & Urai, J. L. 2003: Microstructures grown experimentally from advective supersaturated solution and their implication for natural vein systems. – *Journal of Geochemical Exploration* **78-79,** 221-225.

Hilgers, C. & Sindern, S. 2005: Textural and isotopic evidence on the fluid source and transport mechanism of antitaxial fibrous microstructures from the Alps and the Appalachians. – *Geofluids* **5,** 239-250.

Hilgers, C. & Urai, J. L. 2005: On the arrangement of solid inclusions in fibrous veins and the role of the crack-seal mechanism. – *Journal of Structural Geology* **27,** 481-494

Jantsky, B. 1979: a mecseki gránitosodott alaphegység földtana. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **60,** 385 p.

Király, E. & Török, K. 2003: Magmatic garnet in deformed applite dykes from the Mórágy granitoid, SE-Transdanubia, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **46/3,** 239-254.

KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M. & BARÁTH I.-NÉ 2003: Repedéskitöltések vizsgálata az Üveghuta térségében mélyített fúrások granitoid kőzeteiben. Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszíni földtani kutatás. – *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Intézet, 53 p.
LAUBACH, S. E., REED, R. M., OLSON, J. E., LANDERA, R. H. & BONELLA, L. M. 2004: Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. – *Journal of Structural Geology* **26,** 967–982.
LEE, Y.-J., MORSE, J. W. & WILTSCHKO, D. V. 1996: An experimentally verified model fo calcite precipitation in veins. – *Chemical Geology* **130,** 203–215.
LEE, Y.-J. & MORSE, J. W. 1999: Calcite precipitation in syntectonic veins: imlications for the time and fluid volume necessary for vein filling. – *Chemical Geology* **156,** 151–170.
LELKES-FELVÁRI, GY., ÁRKAI, P., FRANK, W. & NAGY, G. 2000: Late Variscian ultramylonite from the Mórágy Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **43/1,** 65–84.
MACHEL, H. G., MASON, R. A., MARIANO, A. N. & MUCCI, A. N. 1991: Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. – In: BARKER, C. E. & KOPP, O. C. (Ed) Luminescence Microscopy and Spectroscopy – Qualitative and quantitative applications. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Short Course **25,** 9–29.
MACHEL, H. G. & BURTON, E. 1991: Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. – In: BARKER, C. E. & KOPP, O. C. (eds) *Luminescence Microscopy and Spectroscopy. Qualitative and quantitative applications.* SEPM (Society for Sedimentary Geology) Short Course **25,** 37–57.
MACHEL, H. G. 2000: Application of Cathodluminescence to Carbonate Diagenesis. – In: PAGEL, M. (ed.): *Cathodoluminescence in Geosciences.* Springer, 225–243.
MILLIKEN, K. L. & LAUBACH, S. E. 2000: Brittle Deformation in Sandstone Diagenesis. – In: PAGEL, M. (ed.): *Cathodoluminescence in Geosciences.* Springer, 225–243.
MORSE, J. W. & MACKENZIE, F. T. 1993: Geochemical constraints on $CaCO_3$ transport in subsurface sedimentary environments. – *Chemical Geology* **105,** 181–196.
M. TÓTH, T., KOVÁCS, G., SCHUBERT, F. & DÁLYAI, V. 2005: Az ófalui „migmatit" eredete és deformációtörténete. – *Földtani Közlöny* **135,** 331–352.
NOLLET, S., URAI, J. L., BONS, P. D. & HILGERS, C. 2005: Numerical simulation of polycristal growth in veins. – *Journal of Structural Geology* **27,** 217–230.
OLIVER, N. H. S. & BONS P. D. 2001: Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrotermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstucture. – *Geofluids* **1,** 137–162.
PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics.* – Springer, 366 p.
POROS ZS. 2007: A Mórágyi Gránit paleo-fluidumáramlás rekonstrukciója és repedésrendszereinek vizsgálata Bátaapáti fúrásokban. – Szakdolgozat, ELTE, Budapest, 115 p.
SCHUBERT F., KÓTHAY, K., DÉGI, J., M. TÓTH, T. BALI, E., SZABÓ, CS., BENKÓ, ZS. & ZAJACZ, Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum- és olvadékzárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. – *Földtani Közlöny* **137/1,** 83–102.
SZABÓ, CS, GÁLNÉ DR.SÓLYMOS, K. & FALL, A. 2003. Karbonátos repedéskitöltés vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein. – Kutatási Jelentés, Magyar Állami Földtani Intézet, 100 p.
SZEDERKÉNYI, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged* **23/1,** 3–14.
SZEDERKÉNYI, T. 1983: Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of South Transdanubia, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **26/1–2,** 103–136.
TWISS, R. J. & MOORES E. M. 1997: *Structural Geology.* – Freeman, New York, 532 p.
WANG, Y. & MERINO, E. 1992. Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite: Double layer, inhibition, and self-organization. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56,** 587–596.

Kézirat beérkezett: 2008. 01. 22

Táblamagyarázat — Explanation of plates

I. tábla — Plate I

a) A vizsgált amfibolit feltárás, a meredek dőlésű kalcit erekkel. — *The studied amphibolite outcrop, with the studied, steeply dipping calcite veins.*

b) Fehér kalcit ér ($Cc_{EB}1$) középvonalában később kivált dolomittal (Dol_{ZON}) és átmetsző, a $Cc_{EB}2$ által kitöltött sárga érrel. — *White calcite vein ($Cc_{EB}1$) with later dolomite (Dol_{ZON}) precipitated in the middle line and with transsecting yellow vein filled with $Cc_{EB}2$.*

c) Fehér kalcit ér ($Cc_{EB}1$) fonatos érrendszere, szaggatott vonal jelöli az átmetsző ereket, nyíl jelöli a később kivált dolomitot (Dol_{ZON}). — *Braidy vein system of the white calcite vein ($Cc_{EB}1$). Dashed line marks cross cutting vein of $Cc_{EB}1$, arrow marks later dolomite (Dol_{ZON}) precipitated in the middle line of the transsecting vein.*

d) Vörös kalcitkiválás a fehér kalcit ($Cc_{EB}1$) érhez kapcsolódóan, átmetsző sárga érrel ($Cc_{EB}2$). — *Red calcite associating the white calcite veins ($Cc_{EB}1$) with transsecting yellow vein ($Cc_{EB}2$).*

e) Barna színű ér, a középvonalában áttetsző kalcitkiválással. — *Brown coloured vein with transparent calcite precipitated in the middle line.*

f) Narancssárga kalcitér ($Cc_{EB}2$), a középvonalában kitöltetlen térrel. — *Orange calcite vein ($Cc_{EB}2$) with open void in it's middle line*

g) A befogadó amfibolit mikroszkópi szövete, 1N — *Microscopic texture of the host amphibolite, 1N.*

II. tábla — Plate II

a) A fehér kalcitér szövete, annak teljes keresztmetszetében, az ér középvonala felé vastagodó megnyúlt tömbös szemcsékkel ($Cc_{EB}1$), a középen kivált barna zónás dolomittal (Dol_{ZON}) és térkitöltő kalcittal (Cc_{SF}), +N. — *The texture of the white calcite vein in it's full cross section, with elongate blocky crystals ($Cc_{EB}2$) widening towards the median line with brown zoned dolomite (Dol_{ZON}), and with space filling calcite (Cc_{SF}) precipitated in the middle line, +N.*

b) A $Cc_{EB}1$ fázis két generációja a fonatos érrendszereknél, középen a fiatalabb, ugyancsak $Cc_{EB}1$ fázissal kitöltött átmetsző ér, +N. — *two generations of the $Cc_{EB}1$ phase at the braidy vein system, the upper and the middle zones are the younger, transsecting veins of $Cc_{EB}1$, +N.*

c) A $Cc_{EB}1$ fázis megnyúlt-tömbös szemcséit átmetsző vörös finomszemcsés kiválás, sugarasan kioltó kvarccal, +N. — *Thin line of red, fine grained calcite transsecting the zone of $Cc_{EB}1$ grains, with radially extincting quartz, +N.*

d) A $Cc_{EB}1$, Dol_{ZON}, Qtz_{BL} és Cc_{SF} fázisok, +N. — *Cc_{EB}, Dol_{ZON}, Qtz_{BL} and Cc_{SF} phases precipitated in remaining void, +N.*

e) A „d" jelű kép részlete, a Dol_{ZON} fázis annak barnásszürke és sávos alzónájával, továbbnövekedésükben a Qtz_{BL} fázis kristályaival, +N. — *detail of picture „d", with brownish grey and striped subzones of Dol_{ZON}, and with blocky crystals of Qtz_{BL} phase, +N.*

f) A $Cc_{EB}1$ fázis leszakított töredékét tartalmazó Cc_{FG} fázis, +N – Cc_{FG} phase containing dragged off fragment of $Cc_{EB}1$, +N

g) A metaszomatizált $Cc_{EB}1$, Dol_{ZON} és Cc_{SF} fázisok szöveti képe a barna érben, +N. — *Texture of the metasomatized $Cc_{EB}1$, Dol_{ZON} and Cc_{SF} phases in the brown vein, +N.*

h) A „g" jelű kép részlete, a barna elszíneződés keskeny sávban a Cc_{SF} fázist is érinti, +N. — D*etail of picture „g", the Cc_{SF} phase with the brown pigmentation in a narrow zone, +N.*

III. tábla — Plate III

a) A $Cc_{EB}2$ fázis által kitöltött önálló ér szöveti képe, +N. — *Texture of a vein filled with $Cc_{EB}2$, +N.*

b) A $Cc_{EB}2$ által kitöltött késői ér $Cc_{EB}1$ és a Dol_{ZON} fázisokat átmetsző szöveti helyzetben, 1N. — *Late vein filled with $Cc_{EB}2$ transsecting earlier phases of $Cc_{EB}1$ and Dol_{ZON}, 1N.*

c) A Cc_{BL} fázis által kitöltött mikroér (szaggatott vonallal jelölve), a Cc_{EB} zónát átmetsző szöveti helyzetben, +N. — *The microvein of Cc_{BL} phase (bounded by dashed lines) transsecting the zone of Cc_{EB}, +N.*

d) A „c" jelű kép részlete, a Cc_{BL} által kitöltött mikroérben az átmetszett $Cc_{EB}1$ szemcsék leszakított darabjaival, 1N. — *Detail of picture "c", microvein of phase Cc_{BL} containing dragged off fragments of transsected $Cc_{EB}1$ phase, 1N.*

e) A $Cc_{EB}1$-hez kapcsolódó Cc_{FG} fázis, valamint az azokat átmetsző Cc_{AT} fázis által kitöltött mikroér, +N. — *The Cc_{FG} phase within Cc_{EB} grains and both transsected by microvein filled with Cc_{AT} phase, +N.*

f) Az „e" jelű kép részlete, az átmetszett Cc_{FG} fázis elhurcolt töredékei a Cc_{AT} fázis által kitöltött érben, +N. — *Detail of picture "e", dragged off fragments of Cc_{FG} phase within a microvein filled with Cc_{AT} phase, +N.*

g) A Cc_{FG} fázisról készült visszaszórt elektronkép hematit és kvarc zárványokkal. — *Backscattered electron image of Cc_{AT} with inclusions of hematite and quartz.*

h) Szálas hematit gömbszerű halmaza zárványként a Cc_{FG} kalcitjában. — *Spherical aggregation of stringy hematite as inclusion in calcite of Cc_{FG}.*

IV. tábla — Plate IV

a–z) Visszaszórt elektron felvételekből és elemtérképekből álló táblázat, a soronként változó szöveti helyzettel, az első oszlopban a visszaszórt elektronképpel majd eltérő elemtérképpel az egyes oszlopkoban: BSE, Ca, Mg, Mn, Fe. — *Table composed of BSE images and element maps, with different textures in rows and with BSE image in the first column and with element maps of Ca, Mg, Mn and Fe in following columns, respectively.*

V. tábla – Plate V

Eltérő szöveti helyzetekről készült katódlumineszcens felvételek. — *Cathodoluminescent images of different vein textures.*

a) A $Cc_{EB}1$ fázis szemcséit átmetsző narancssárga lumineszcens színű mikroérraj. — *Orange cathodoluminescent microvein swarm transsecting the grains of the $Cc_{EB}1$.*

b) A $Cc_{EB}1$, Dol_{ZON}, Cc_{SF} fázisokról készült katódlumineszcens felvétel. A Dol_{ZON} utolsó alzónája oszcillálósávos CL képet mutat. — *cathodo-luminescent image of phases $Cc_{EB}1$, Dol_{ZON} and Cc_{SF}. Last subzone of Dol_{ZON} shows striped oscillatory CL image.*

c) $Cc_{EB}1$ szemcse szkalenoéderes elvégződése valamint a Dol_{ZON} fázis első és második alzónája, 1N. — *Scalenohedral end of a Cc_{EB} grain, and Dol_{ZON} with its first two subzones, 1N.*

d) A „c" jelű kép katódlumineszcens megfelelője. A sárga lumineszcens foltok a Dol_{ZON} második zónájánál azonosíthatók. — *cathodoluminescent equivalent of picture "c". — Yellow luminescent patches correspond to the second subzone of Dol_{ZON}.*

e) A $Cc_{EB}1$ kristályaiban jelenlevő piros és sárga, valamint a Dol_{ZON} kristályaiban jelenlévő, a fázis második alzónájával azonosítható sárga lumineszcens foltok szivárgó oldatok metaszomatikus hatását tükrözik. — Y*ellow and red luminescent patches in crystals of $Cc_{EB}1$ and yellow luminecsent patches in crystals of Dol_{ZON} indicate percolating fluids, which metasomatized older phases.*

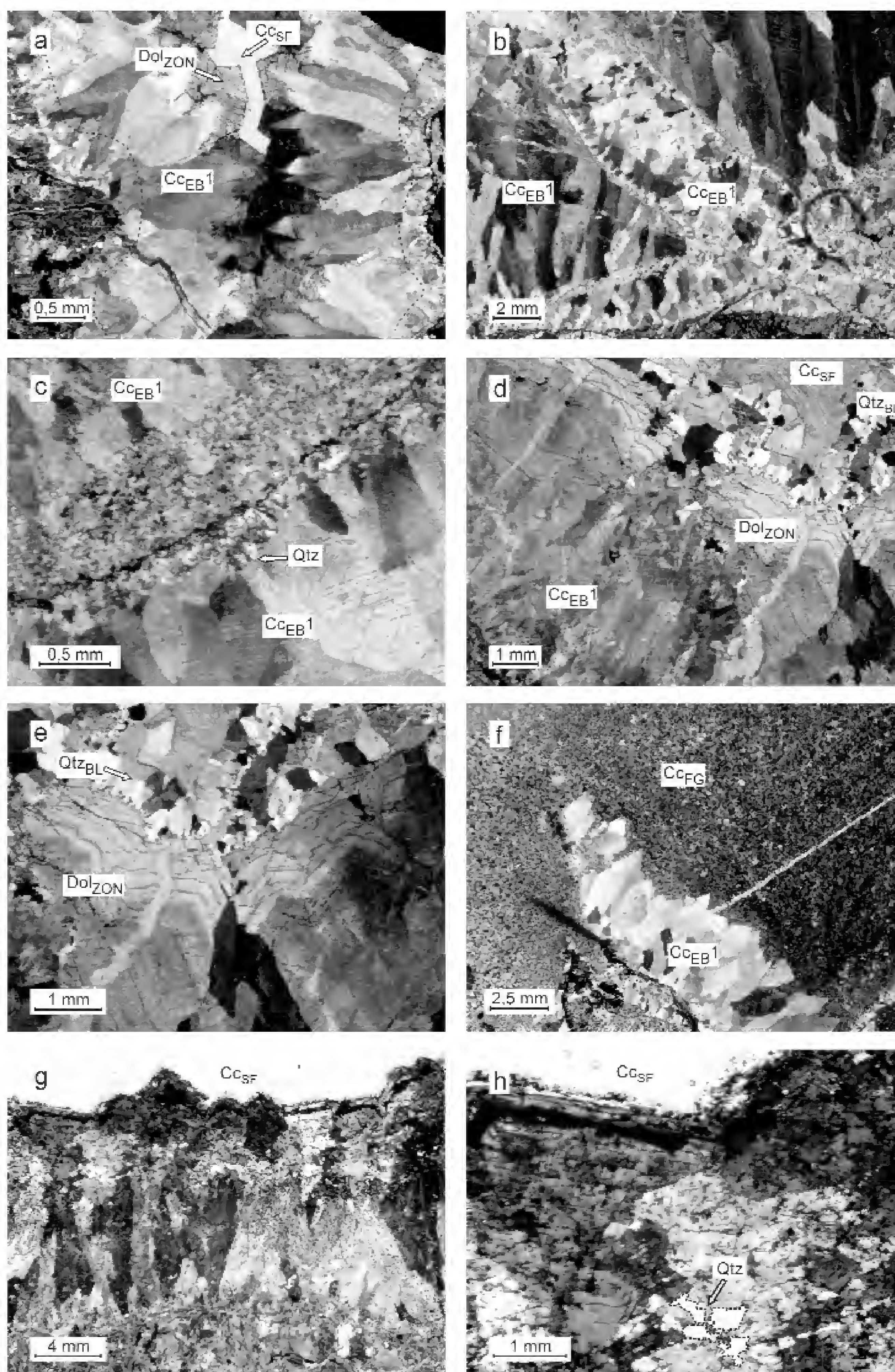
f) Az Cc_{BL} fázis által kitöltött mikroér az átmetszett $Cc_{EB}1$ és egy a katódlumineszcens felvétel által feltárt mikroér leszakított darabjaival. — *Microvein of Cc_{BL} containing dragged off fragments of transsected $Cc_{EB}1$ grains and of an older microvein.*

g) Az Cc_{AT} fázis által kitöltött mikroér az átmetszett Cc_{FG} fázis elvonszolt töredékeivel. — *Microvein filled with Cc_{AT} phase containing dragged off fragments of the transsected Cc_{FG} phase.*

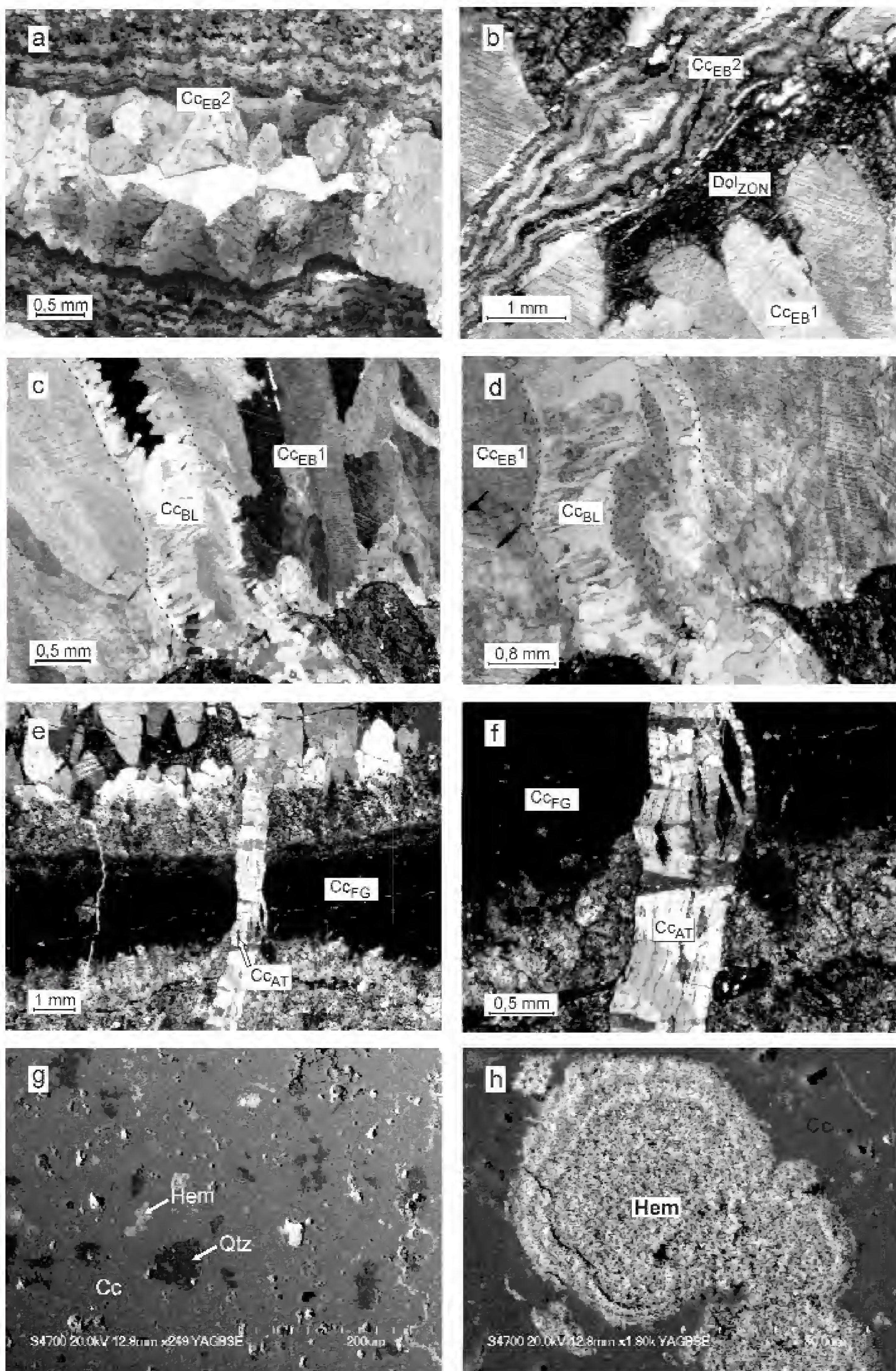
I. tábla – Plate I



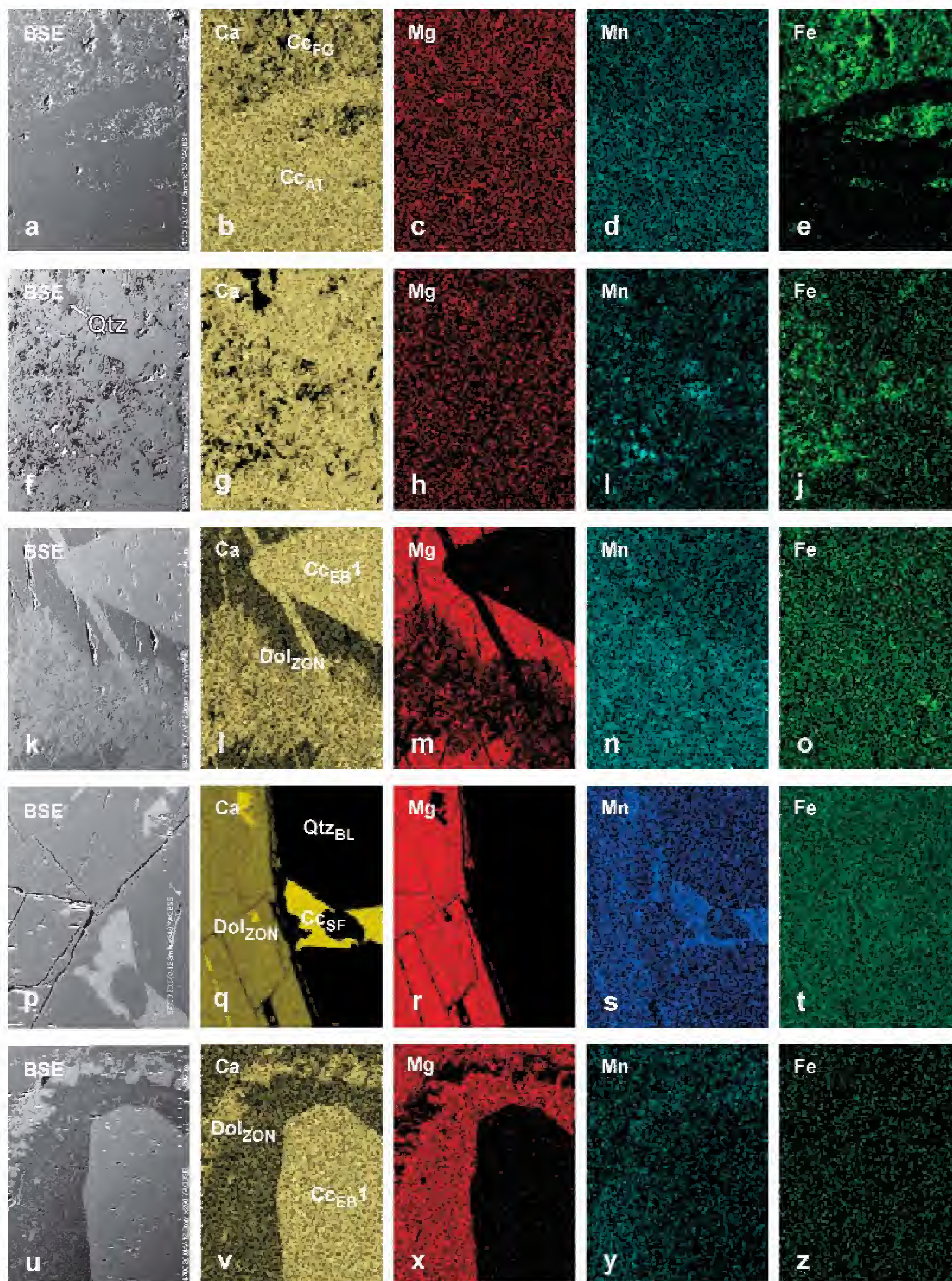
II. tábla – Plate II



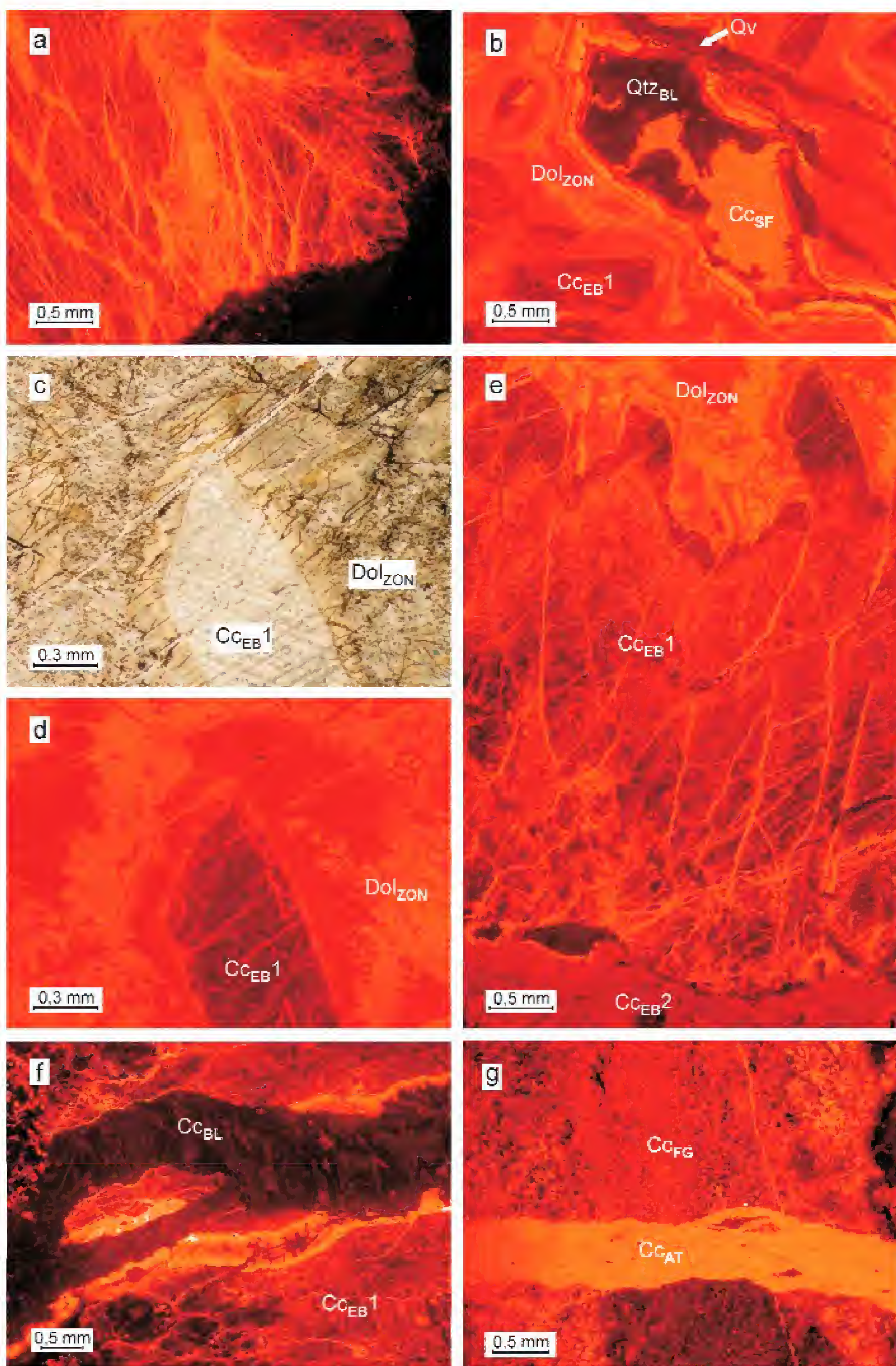
III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV



V. tábla – Plate V



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
139/1, 21–32., Budapest, 2009

A Dachsteini Mészkő Formáció Pusztavám térségében feltárt legfelső rétegei a falutól délre eső kőfejtő rétegsorában

PIROS Olga[1], CSÁSZÁR Géza[2]

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[2] Eötvös Loránd Tudományegyetem Regionális Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

Uppermost beds of the Dachstein Limestone south of Pusztavám village, Vértes Hills, Hungary

Abstract

As an outcome of geological mapping of the Vértes Hills micrafacies and biostratigraphic studies were performed on the Dachstein Limestone succession in an abandoned quarry located to the south of Homok-tisztás, Pusztavám (Figure 1). Description of the columnar section, microfacies and microfossil investigation of 40 thin sections and some thermal, X-ray diffraction and chemical analyses were carried out.

Investigations led to conclusion that the Dachstein Limestone sequence of the quarry is neither an ordinary nor a totally anomalous one although it has significant differences from the typical Lofer cyclic Dachstein Limestone. In spite of this some irregular repetitions of the sedimentary environments can be recognized (Figure 2). The most striking pattern of the sequence is the richness of oolites in the form of ooidic grainstone and packstone respectively, which are typical for the more easterly territories of the Transdanubian Range. The lower third of the succession is characterized by wackestone type limestone with varied fragments of Dasycladalean. Higher in the succession Lofer member A are represented by calcareous dolomites and variageted clays — well bedded sediments of drying out or even evaporating lakes occur in two thicker intercalations. This "dismicrite type" sediments with bird's eye structure and shrinkage cracks are usually barren in fossils or it may contain some tiny Ostracods only. As an exceptional case several specimen of small-size *Acicularia* sp. (Dasycladalean) can be found in a thin horizon within this dolocrete (caliche) type sediment. Megalodontids can be found in the uppermost beds of the sequence only.

Based on palaeontological data — presence of *Heteroporella zanki* OTT (Dasycladalean) and *Aulotortus sinuosus* WEYNS. (foraminifera) and the lack of *Triassina hantkeni* MAJZON (foraminifera) — the age of the Dachstein Limestone of the quarry is Norian.

An attempt is made for correlating the succession of the Homok-tisztás quarry and that of the Templom Hill and Páskom, Borzavár (Bakony Mountains) aiming to accentuate both similarities and differences in lithology, fossil content and sedimentary environments.

Keywords: Dachstein Limestone Formation, Norian stage, microfacies, sedimentary environment, Dasycladalean, foraminifers

Összefoglalás

A Vértes térképezésének folyományaként került sor a pusztavámi Homok-tisztás közelében található felhagyott kőfejtő felső-triász Dachsteini Mészkő rétegsorának mikrofácies és biosztratigráfiai célú vizsgálatára.

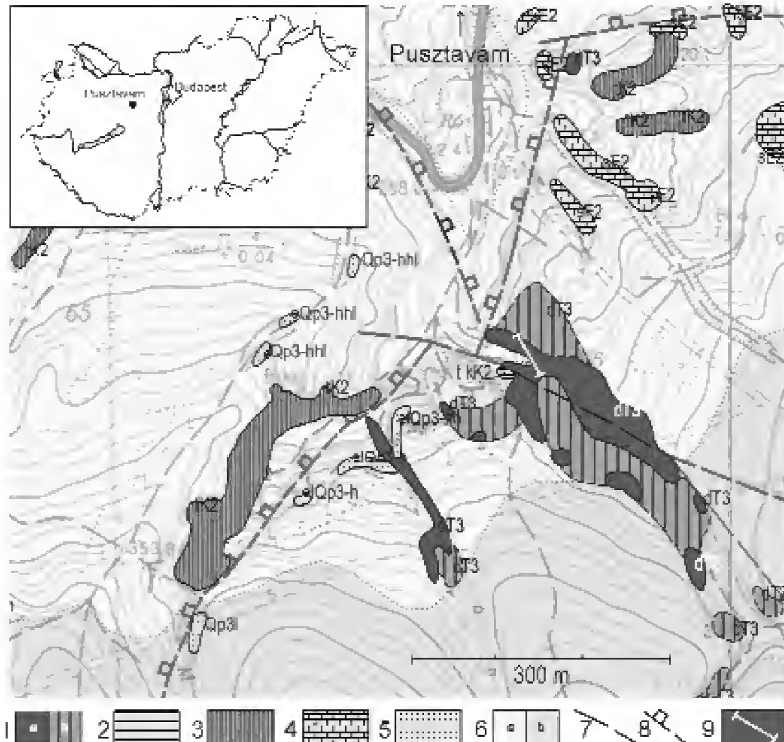
A vizsgálat a szelvény makroszkópos leírására és 40 minta részletes mikrofácies-elemzésére terjedt ki, de két mintából termikus, röntgendiffrakciós és kémiai elemzés is történt. Megállapítottuk, hogy a szelvény egy nem szokványos, de nem is teljesen rendhagyó Dachsteini Mészkő rétegsort tár fel. A szelvényre nem jellemző a lofer-ciklusosság, bár a képződési környezetben nem pontosítható szabályszerűséggel ismétlődések állapíthatók meg. A leggyakoribb jelleg az ooidban való gazdagság ooidos grainstone, illetve packstone formájában, ami inkább az ennél keletebbi területekre jellemző. A lofer-ciklus A tagját beszáradó, bepárlódó, ill. kiédesedő vizű tavak üledékei (meszes dolomit, ill. tarkaagyag) képviseli. A *Megalodusok* csak a szelvény legfelső rétegében jelennek meg.

Az ősmaradvány-együttes alapján megállapítottuk, hogy a kiinduló feltételezéssel ellentétben a rétegsor feltételezhetően nem nyúlik fel a rhaetibe, hanem a norira korlátozódik.

Tárgyszavak: Dachsteini Mészkő F., nori emelet, üledékképződési környezet, zöldalga, foraminifera, Vértes hegység

Bevezetés

A Vértes földtani térképezése során a pusztavámi Homok-tisztástól délre eső kőfejtő (*1. ábra*) a Dachsteini Mészkő nem szokványos kifejlődésű változatát tárja fel, amely tektonikusan érintkezik a Tési Agyagmárgával és az abban közbetelepülésként megjelenő Környei Mészkővel (CSÁSZÁR 2002). A rétegsor egyes szakaszain, főként a kőfejtő ÉK-i oldalának peremén, a legfelső rétegekben 1 mm körüli átmérőjű, áttetsző kalcitpettyek tömege volt felismerhető, amelyekről a terepi felvétel során azt tételeztük fel, hogy *Triasinák* maradványai. Mivel a *Triasinák* tömeges megjelenése a rhaeti emeletre jellemző, úgy véltük, hogy ezek a rétegek a Dachsteini Mészkő legfiatalabb szakaszát képviselhetik. Ez a körülmény, valamint a méteres vastagságú lemezes, de nem sztromatolitos mészkőnek mutatkozó közbetelepülések arra sarkalltak, hogy tegyük részletesebb vizsgálat tárgyává a feltárt rétegsort. További nyomatékot jelentett a vizsgálatokhoz az a körülmény, hogy a kőfejtő környezetében csak Tési Agyagmárga és Környei Mészkő jelenik meg, ami arra utalhat, hogy az albai korszakbeli Tési Agyagmárga lehet akár a Dachsteini Mészkő közvetlen fedője is.



1. ábra. A pusztavámi Homok-tisztástól délre eső kőfejtő földrajzi helyzete és szűkebb környezetének földtani térképe (földtani felvétel: PEREGI Zs., szerkesztés: CSÁSZÁR G.)

1 – $^{d}T_3$ Dachsteini Mészkő, 2 – $^{t}K_2$ Tési Agyagmárga, 3 – $^{t\text{-}k}K_2$ Tési-Környei Formáció, 4 – $^{s}E_2$ Szőci Mészkő, 5 – Kvarter homok és homokos lösz, 6 – Kvarter lösz, 7 – Eltolódás, 8 – Vető, 9 – A vizsgált szelvény nyomvonala, a = felszínen, b = fedetten

***Figure 1.** Location and geological map of the Homok-tisztás environ, Pusztavám, Vértes Hills (Geological mapping: Zs. PEREGI, edited: G. CSÁSZÁR)*

1 – $^{d}T_3$ Dachstein Limestone, 2 – $^{t}K_2$ Tés Clay, 3 – $^{t\text{-}k}K_2$ Tés-Környe Fm, 4 – $^{s}E_2$ Szőc Limestone, 5 – Quaternary sand and sandy loess, 6 – Quaternary loess, 7 – Strike-slip fault, 8 – Normal fault, 9 – Location of the section studied, a = on the surface, b = covered

A Dachsteini Mészkő kutatástörténeti vázlata és alapvető jellegei a Dunántúli-középhegységben

A Dachsteini Mészkő egyik legrégebben megismert, ma is azonos névvel illetett képződményünk (PETERS 1857). Az elnevezés FRIEDRICH SIMONY (1847) magyar származású bécsi földrajzprofesszortól származik, akinek emlékművet állítottak, és menedékházat neveztek el a Dachstein területén. A képződmény korának megítélése a kezdetektől alig változott. HANTKEN (1868) még a rhaeti emeletbe tartozónak ítélte, de már két évvel később HOFMANN (1870) jelezte, hogy rétegtani terjedelme ennél nagyobb. A formáció földrajzi elterjedésére, rétegtani felépítésére és fáciesviszonyaira vonatkozó ismeretek bővítéséhez számos kutató járult hozzá. Közülük a legjelentősebbek: BÖCKH (1872), VADÁSZ 1920, VÍGH (1928), VÉGHNÉ NEUBRANDT (1960, 1982), VÉGH S.-NÉ (1978), ORAVECZ (1963), FÜLÖP (1975), BALOGH (1981), HAAS (1982, 1989, 1993, 1994), ORAVECZNÉ SCHEFFER (1987), HAAS & BUDAI (1999). Közülük is kiemelésre érdemes a képződési körülmények első alapos elemzése (VÉGHNÉ NEUBRANDT 1960), a Megalodontacea fauna monografikus jellegű feldolgozása (VÉGHNÉ NEUBRANDT 1982), a képződmény hegységméretű korrelációja (ORAVECZ 1963), a lofer-ciklus első hazai leírása (FÜLÖP 1975), a ciklusok formációszintű elemzése (HAAS 1982, 1994; HAAS & BUDAI 1999) és a foraminifera-együttes feldolgozása és rétegtani értékelése (ORAVECZNÉ SCHEFFER 1987).

A Dachsteini Mészkő a felső-triász legfelső (legfiatalabb) képződményeként a Dunántúli-középhegység szinklinálisának tengelyéhez közel, annak mindkét oldalán megtalálható, nagyrészt felszínen is, vagy részben fiatal mezozoos, de még inkább kainozoos képződményekkel fedetten. A sáv szélessége a formáció mindenkori vastagságának (és részben dőlésének) függvényében erőteljesen változó. A Déli-Bakonyban a sáv szélessége rendszerint csak néhány száz m, esetleg 1-2 km, összefüggésben azzal, hogy a formáció 200-300 m közötti vastagságú. Az Északi-Bakonyban a sáv szélesedése is jelzi, hogy a képződményvastagság kb. 300-400 m. A fentiekkel szemben a Vértes térségében a kiszélesedő szinklinálisnak csak a DK-i oldalán, vagyis a Vértesben van felszíni előfordulása, amelynek szélessége átlagban alig több mint 2 km, miközben vastagsága már az eocénnel vagy krétával fedett területig meghaladja a 400 m-t, de teljes vastagsága akár 600-800 m is lehet. Tovább északi és északkeleti irányban felszíni kiterjedése elérhet a 10 km-t, vastagsága pedig a Tata K–29 fúrás szerint az 1200 m-t is.

Definíciója szerint a formáció uralkodóan világosszürke színű, *Megalodus* kagylókat jelentős faj és egyed számban tartalmazó mészkő, amelyet többnyire lofer-ciklusok szabályszerű váltakozása jellemez nagy kiterjedésű karbonátplatformokra kiterjedően (HAAS 1993). Képződési környezete a peritidális és a sekély szubtidális öv. A lofer-ciklus bázisrétege egy visszaoldott felszínű felületre — többnyire a vastagpados kifejlődésű, megalodusos mészkőre — települ vörös vagy zöldesszürke színű, változóan

meszes gyakran átülepített jellegű szupratidális paleotalajszinttel, benne fekete mészkőtörmelékkel (A tag), amelyet az intertidális eredetű dolomitos, fenesztrális szerkezetű sztromatolit-szint (B tag) követ, alsó részén nem ritkán még fekete mészhomokkal. Ebből rendszerint fokozatos átmenettel fejlődik ki a többnyire sekélyszubtidális megalodusos, vastagpados mészkő anyagú C tag, amely a platformon való elhelyezkedésétől függően lehet mikrites, biomikrites, oomikrites, onkomikrites vagy biopátos, sőt oopátos szövetű is. Különböző okokra visszavezethetően a valóságban gyakran kimarad a ciklusból az A, ritkábban a B tag is, esetleg mindkettő. A Budai-hegységben a Duna-balparti-rögök területén többnyire nem ciklusos, hanem onkoidos kifejlődésű változata jelenik meg.

A Dachsteini Formáció heteropikus fáciese a sekély medence jellegű Kösseni Formáció, amely Zirctől nyugatra kivastagodó jellegű, míg a Vértestől keletre lokálisan a medence fáciesű Feketehegyi és Mátyáshegyi Formációval, illetve még keletebbre a Duna-balparti-rögök területén a mélymedence felé átmenetet képező lejtőfáciesű Csővári Mészkővel fogazódik össze [Haas & Budai in: Haas (szerk.) 2004].

Formációszinten a Dachsteini Mészkőhöz sorolódik a Fődolomit és a Dachsteini Mészkő között átmenetet képező, a dolomit- és a mészkőrétegek váltakozásából álló Fenyőfői Tagozat, amelynek típusos kifejlődése a Cuha-völgy északi részén közel folyamatos feltárásban látható (Császár 1984). A formáció fedőjében a Bakony nagyobbik (nyugati) részén, Téstől nyugatra a Kardosréti Mészkő található, rendszerint éles, keményfelszín jellegű határral. Téstől keletre a Dachsteini Mészkő eróziós felszínére Pisznicei Mészkő települ, Tatán igazoltan enyhe szögdiszkordanciával félkorszaknyi liászbeli üledékhiány után (Fülöp 1975)

A formáció képződési ideje Magyarországon leginkább a *Megalodus* (Véghné Neubrandt 1982), illetve a foraminifera (Oraveczné Scheffer 1987) -fauna alapján nori és rhaeti korszakra tehető.

A Dachsteini Mészkő jellemző bélyegei a Vértes DNy-i részén

Az alcímben szereplő terület Dachsteini Mészkövéről napjainkig meglehetősen szerény információ látott napvilágot; a 19. századi munkák közül Winkler (1883) csupán annyit állapított meg, hogy a triászon belül alárendelt a mészkő mennyisége a dolomittal szemben. Az első érdemi információ TAEGERtől (1909) származik, aki szerint a „világos, padozott” Dachsteini Mészkő kövületszegény és gyakran tartalmaz dolomitpadokat. Külön is említ egy 5 m vastag dolomit-közbetelepülést, ami valószínűleg még az átmeneti rétegekből (Fenyőfői Tagozat — Császár 1984) származik. A formáció korát Taeger (1909) a *Megalodus* cf. *tofanae* var. *gryphoides* alapján a rhaeti korszakban jelölte meg. Vígh (1933) a Dachsteini Mészkő tekintetében Taeger (1909) eredményeit ismétli meg. Telegdi-Roth (1935) név szerint említ ide tartozó előfordulásokat (Nagy-Förtés, Katonacsapás). Szőts E. (1938, 1948, 1950a, 1950b) a formáció elterjedését a Csóka-hegytől Várgesztesig egy keskenyedő sávban jelöli meg. Megállapítja, hogy a főleg világossárga, finomszemcséjű mészkő a Fődolomitból fokozatosan fejlődik ki, továbbá, hogy a terület a triászt követően — a jura és a kréta időszakban — szárazulat volt. Véghné Neubradt & Oravecz (1961) a gyér és rossz megtartású *Megalodus*ok alapján a vékonysávos, bitumenes, márga és dolomitos mészkő-betelepüléses, fehér mészkő korát — a korábbiakkal ellentétben — a nori korszakban határozta meg. Az általános leírásból nem határozható meg, mi az, ami Csóka-hegy környékének jellemzője, de a korábbiakkal szemben kimutatta, hogy az „Isztimér környékén, az Alpokban és a Gerecsében nagy elterjedésű oolitos-onkoidos-triassinás” mikrofácies a Vértesben hiányzik. Ugyanakkor a triász rétegsor mélyebb részén, a Vértes területén korábban nem ismert több képződménynek a kimutatása, valamint a Vértes és a Bakony között a lényegesebb szerkezeti elemek korrelálása alapján joggal állapítják meg, hogy a Bakony iszkahegyi és a Vértes déli része lényegében azonos kifejlődésű, és hogy a Dachsteini Mészkő kezdő rétegeinek kora is megegyezik. Az „átmeneti rétegcsoportban”(Fenyőfői Tagozat) Szőts A. & Knauer (1978, 1979) a pár méter vastag mészkőpadok között 0,2–1,2 m tarka, „algalamellás” (ma sztromatolitos) betelepüléseket ismert fel.

A pusztavámi szelvény makroszkópos leírása

A Dachsteini Mészkő többször visszatérően lemezes kifejlődését a pusztavámi Homok-tisztástól D-re található kőfejtő mindössze 24 m vastag, közel folyamatos szelvényében vizsgáltuk (*2. ábra*), ami ugyanakkor a formációnak a térségre jellemző vastag rétegsorából csak egy kis töredéket reprezentál. Makroszkópos bélyegek alapján a szelvényt 8 szakaszra osztottuk:

Az 1. szakaszon (0,0–4,3 m) szabad szemmel a kőzet sárgás fakószürke színű, tömör szövetű, vastagpados mészkő. A felületen helyenként ritkán elhelyezkedő kalcitpettyek és vékonyhéjú kagylóteknők metszete látható.

A 4,3–12,5 m közötti 2. szakaszban a kalcitpettyek és a vékony kagylóhéjak előfordulása az előzőnél gyakoribb, de a kőzet makroszkópos megjelenése ezen túlmenően alig változik.

A 12,5–14,5 m közötti 3. szakasz alján a sárgás, és rózsaszínes, vékony agyagréteg fölött vékonyan (5–10 cm) rétegzett lemezes, világosrózsaszínű, pelites dolomitos mészkő vagy meszes dolomit következik. A középső részen egy fél méteres szakaszon a rétegek vastagsága átlagosan 2–3 cm, majd fölfelé fokozatosan vastagszik, míg újra eléri az 5–10 cm-es rétegvastagságot. Itt a kőzet sárgás fakóbarna színű, mészmárga jellegű.

A 14,5–15,3 m közötti 4. szakasz bázisát sárga, barnássárga agyag és dolomárga (?) összetételű lemezek alkotják. A fölötte lévő 20 cm vastag lila dolomárgapadban gyakoriak a gipszerek. Erre lilásvörös márga települ

2. ábra. A vizsgált kőfejtő rétegoszlopa, vékonycsiszolatos szöveti képének és jellemző ősmaradvány-tartalmának, valamint képződési környezetének változása

Litológiai jelek: 1 – mikrit, 2 – mikropát, 3 – pát, 4 – átkristályosodott pát, 5 – zsugorodási pórus pátja, 6 – intraklaszt, 7 – pellet, 8 – ooid, 9 – bioklaszt, A–E a kiegészítő minták jele

Figure 2. *Columnar section of the Homok-tisztás quarry, Pusztavám; changes of textural patterns, significant fossil content and depositional environment based on thin section studies*

Lithological signs: 1 – micrite, 2 – microsparite, 3 – sparite, 4 – recrystallised sparite, 5 – sparite of shrinkage pores, 6 – intraclast, 7 – pellet, 8 – ooid, 9 – bioclasts, egyébb kagyló = other bivalves, kalcitpetty = calcite dots, süntüske = Echinoid spine, Szárazföld = Land, Kiszáradó tó = Drying lake, Sekély szubtidális = Shallow subtidal, Mélyebb szubtidális = Deeper subtidal, (A–E sign of the additional samples)

növekvő mésztartalommal. A képződményt paleotalaj jellegeket is mutató B tagként értékeltük, amely fölött a markáns fáciesváltozás ellenére a rétegsor további szakaszán a paleotalajszint alatt megismert fáciestípusok is visszatérnek.

A 15,3–17,0 m közötti 5. szakaszban rózsaszínes, fakószürke, szilánkos-kagylós törésű, tömör, vastagpados mészkő települ, alján és tetején vékony fedett szakasszal.

Az 5. szakaszt 0,9 m vastag (17,0–17,9 m) 2–10 cm-es rétegekből álló, a 12,5–14,5 m közöttihez hasonló szakasz követi (6. szakasz). A mikrites mészkőrétegek között agyagfilm található, maguk a rétegek is mészmárga-dolomárga(?) jellegűek.

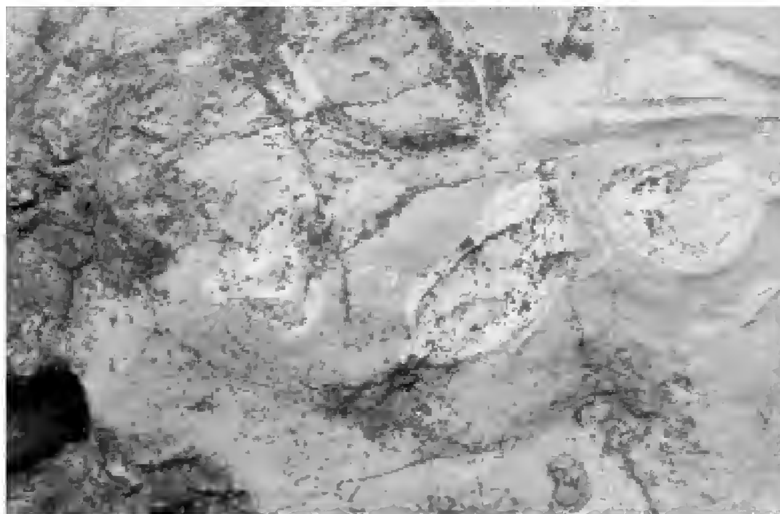
A 17,9–20,4 m közötti szakasz ismét vastagpados, rózsaszínes, fakószürke, szilánkos-kagylós törésű, kalcitpettyes, ritkán vékony héjú kagylókat tartalmazó mészkő következik (7. szakasz) (*1. kép*).

A mintegy 1,3 m-nyi fedett rész után két különálló padban típusos, vagy ahhoz közelálló Dachsteini Mészkő képviseli a 8. szakaszt (20,4–24,1 m). Az alsó pad 10 cm-es átmérőjű *Megalodus*-metszeteket tartalmaz (*2. kép*), melyet 10 cm vastag sztromatolit követ. A fölötte lévő 1,3 m vastag padban a *Megalodus*okat egyéb kagylóteknők és átkristályosodott korallok helyettesítik.



1. kép. A szelvény felső, vékony lemezekből álló agyagos, meszes, dolomitrétegei, fedőjében vastag mészkőpaddal (17,0–19,0 m)

Picture 1. *The upper member of the platy, calcareous clay dolomite of the columnar section (17,0–19,0 m), covered by massive limestone*



2. kép. *Megalodus*-héjmetszetek a szelvény legfelső padjában

Picture 2. *Thick-bedded limestone with cross sections of Megalodus sp., in the uppermost part of the section*

Típusos lofer-ciklus, a szelvényben nem jelenik meg. A vizsgált rétegsor ciklusos volta makroszkóposan leginkább a mészmárga-dolomárga pados betelepülés ismétlődő megjelenésében jut kifejezésre.

Agyagásvány- és karbonátvizsgálatok

Mérhető vastagságú agyag-közbetelepülés a vizsgált szelvényszakaszon belül csupán egy helyütt (12,5 m, A jelű minta) volt megfigyelhető (*3. kép*). A sárgás és rózsaszínes



3. kép. A rétegoszlop lemezes kifejlődésű meszes, agyagos dolomitrétegei (A jelű minta). A dolomitrétegek és a fekü vastagpados mészkő között vékony rózsaszín és sárga agyag-közbetelepüléssel (A tag)

Picture 3. *Lower member of the platy calcareous clayey dolomite of the columnar section (sample A). Pinky and yellow clay bed intercalates (member A) between the dolomite and its underlying thick bedded limestone*

I. táblázat. A közbetelepülő alsó és felső dolomitrétegekből származó A és D minta (2. ábra) %-ban kifejezett ásványos összetétele röntgendiffrakciós és termikus vizsgálatok alapján, melyet a D minta esetében a Chittig-módszer egészít ki

Table I. *Mineral composition of the samples A and D in % derived from the intercalating lower and upper dolomite beds (see Figure 2) based on X-ray diffraction and thermal (DTA) analysis which is completed at sample D with investigation of the Chittig methode*

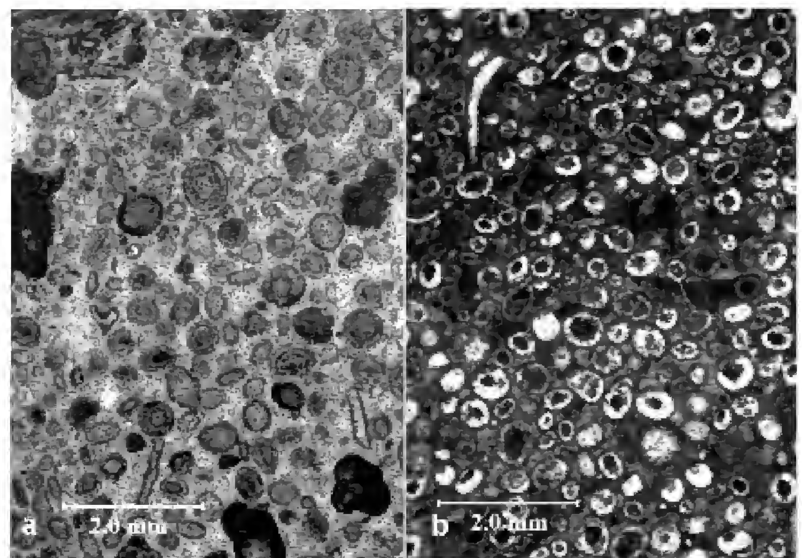
minta A	illit-montm.	illit	kaolinit	klorit	kvarc	kálifp.	plagiokl.	kalcit	dolomit	goethit	amorf
DTA	23	29		8				12	8	10	
Rtg	24	29	1	5	4	2	4	14	8	7	2
Rtg<2 µm	37	43	12	8							
minta D											
DTA								27	73		
Rtg					ny			29	71		
Chittig								73	24		

tónusú tarka, meszes agyag termikus és röntgendiffrakciós vizsgálat szerinti ásványos összetételét az *I. táblázat* tartalmazza. E szerint a domináns agyagásvány az illit és az illit-montmorillonit (ill. vermikulit is — termikus vizsg. szerint), a kaolinit és klorit mennyisége alárendelt. A karbonát ásványok közül a kalcit közel kétszerese a dolomitnak, kis mennyiségben fordul elő a goethit, a kvarc, a kálifö̈ldpát és a kaolinit. A <2 µm frakcióban jelentősebben csak a kaolinit dúsul.

A meszes agyag (A minta) közvetlen fedőjében (12,5–15,0 m), valamint egy vastagpados közbetelepülés fölött (17,0–17,9 m) lemezes kifejlődésű, makrofauna-mentes rétegkötegek települnek. A gyenge sósavas kezelésre pezsgéssel reagáló, helyenként madárszemes megjelenésű, látszólag tehát mészkőnek mutatkozó, vastag és vékony, friss törési felületen is fénytelen (matt) lemezekre tagolódó alsó kőzettestből vett (D) mintán a felmerült kételyek alapján termikus és gazometriás kalcit/dolomit vizsgálatot végeztünk (*I. táblázat*). A két vizsgálat egymásnak ellentmondó kalcit/dolomit arányt adott. A termikus vizsgálat (FÖLDVÁRI M.) 73% dolomitot, és 23% kalcitot igazolt, míg a Chittig módszer (PARTÉNYI Z.-né) szerint a kalcit 73%, a dolomit 24%. Az ezt követően elvégzett röntgendiffrakciós vizsgálat (KOVÁCS-PÁLFY P.) a termikus vizsgálat helyességét igazolta. KOVÁCS-PÁLFY P. és FÖLDVÁRY M. a Chittig-módszerrel nyert eredmény okaként a dolomit kristályrácsába beépült Fe^{2} tartalmat jelölte meg. Ennek hitelességéről a Ca, Mg és Fe mennyiségének ICP-MS módszerrel történő meghatározásával kívántunk meggyőződni. Ennek eredménye: CaO: 35,1%, Fe_2O_3: 0,332%, MgO: 14,7%, SiO_2: 1,80%. A FÖLDVÁRI Mária által elvégzett számítások szerint a kémiai vizsgálat igazolja a termikus és röntgendiffrakciós vizsgálat eredményeit, vagyis a vizsgált kőzet tehát nagy mésztartalmú dolomitnak minősíthető. A dolomitok szokásosnál jobb oldékonyságának vizsgálata nem képezi tárgyát jelen tanulmánynak, de azt meg kell említeni, hogy HAAS J (szóbeli közlés) szerint hasonló esetre már több példa is akadt, egyebek mellett az aranyos-völgyi kőfejtőbeli minták vizsgálata során is.

A szelvény jellemző mikrofácies-típusai

A fáciesviszonyok megállapítására a szabad szemmel megfigyelhető jellegeken túlmenően elsősorban a vékonycsiszolatos vizsgálat szolgált. A vizsgálat során FOLK (1959, 1962) és DUNHAM (1962) által bevezetett terminológiát és szöveti kategóriákat használva, az alábbi négy mikrofáciestípust különítettük el: grainstone, packstone, wackestone és diszmikrit (*2. ábra*). Grainstone: A grainstone szövetre általában jellemző a kevés alapanyag. A nagyrészt biogén eredetű szemcsék a metszetben többnyire nem, vagy nem nagy felületen érintkeznek egymással. A szelvényben két típusát különböztettük meg. A szelvény alsó bioklasztos grainstone szövetű szakaszán a szemcsék többsége bioklaszt eredetű, többnyire szabálytalan alakú, és méretük is erősen változó, miközben a szemcsék sűrűsége, eloszlása egyenetlen. A köztük lévő teret általában mikropát, ritkábban pát tölti ki. Egyes mintákban (2., 5. és 9.) jellemző a többi bioklaszt-szemcséhez képest nagyméretű Dasycladacea-töredék is. A szelvény 7,3 méterétől fölfelé több szakaszon jelenik meg a fentitől jól elkülöníthető típus, az ooidos grainstone. Esetünkben az ooidok egyszerű ooidok. Jelenlegi állapotuk szerint két altípust különböztethetünk meg. Az egyik magja pátos kitöltésű (*4. kép, a*), míg az alább ismertetendő ooidos packstone típusba tartozó szemcsék magja mikrites alapanyagú, a magban helyenként ősmaradványtöredékkel (pl. foraminifera), ugyanakkor az ooidos kéreg teljes egészében pátos kalcittá alakult (*4. kép, b*). (Ezek azok a „kalcitpettyek", amelyeket szabad szemmel *Triasiná*nak véltünk, s ezért kárhoztathatók az elvégzett



4. kép. Ooidos mészkő változatok. a) ooidos grainstone ooidaggregátummal és intraklaszttal (13. minta), b) ooidos packestone pátosodott ooidváltozatokkal (19. minta).

Picture 4. *Ooidic limestone in thin sections. a) ooidic grainstone with ooid aggregates and intraclasts (sample 13), b) ooidic packstone with sparry ooid varieties (sample 19)*

vizsgálatokért és egyúttal ennek a cikknek a megszületéséért.) Miután a vizsgált szelvényben, főleg annak alsó felében jelentős szerepet játszanak a különböző ooidok, nem mehetünk el szó nélkül az ooidokkal foglalkozó irodalom legalább utalásszerű említése nélkül (WHERRY 1916, GRAF & LAMMER, 1960, CAROZZI 1961, GASIEWICZ 1984, TIŠLJAR & VELIĆ 1993, GERDA et al. 1994, TUCKER & WRIGHT 1990). Összefoglaló munkájában FLÜGEL (2004) a felsoroltak eredményeit is felhasználva három osztályozási szempontot emelt ki: elsődleges mikroszerkezet, a laminák száma és az ooid alakja. Számunkra ezúttal az első kettőnek van kiemelt jelentősége.

A mikroszerkezet alapján tangenciális, radiális és mikrites típus különböztethető meg. A vizsgált szelvényben mindhárom típus előfordul ugyan, de az utóbbit inkább kérgezett szemcsének tekintjük, amely inkább az onkoid felé mutat átmenetet. Az ooidok mikroszerkezete a képződési körülményektől függ. A tangenciális szerkezetű ooidok (tangential ooids) kalcit anyagúak, nagy energiájú közegben jönnek létre, míg a radiális ooidok (quiet-water ooids), aragonit anyagúak, kis energiájú tengerei és tavi környezetben képződnek. A laminák mennyisége alapján sok laminájú vagy normál ooidokat, illetve kevés laminájú vagy felszíni (superficial ooids) különböztetnek meg, melyek közül az utóbbiakra az egyszerű ooid megnevezést használjuk.

Az ooidszemcsék többnyire azonos méretűek, esetenként azonban nagyobb aggregátumokká is összeállhatnak (*4. kép, a*). A cement rendszerint mikropát, amelyben esetenként molluscahéj-töredék is előfordul.

Packstone: A packstone szövetű minták uralkodóan mikrites alapanyagúak, de mikropátos, sőt pátos lencséket is tartalmazhatnak. Az allokémiai alkotók dominanciája alapján itt is két altípus különíthető el. A molluscahéj-töredékekből álló kokvina-szerű altípusban a szemcsék nagy részét különböző vastagságú kagyló-, esetenként csigahéjak alkotják (pl. 10. minta), míg a másik altípusban az egymással szorosan érintkező szemcsék nagy része egyszerű ooid (pl. 27., 28. minta). Az ooidok nagy része a grainstone szövetípusnál leírtakhoz hasonlóan átkristályosodott, vagy felismerhetően foraminifera-magvú. A ooidos packstone altípusba tartozó mintákban nagyobb mennyiségben fordul elő kagyló-, ill. csigahéjtöredék, mint az ooidos grainstone szövetű altípusban.

Wackestone: Ritka kivételtől eltekintve az alapanyag mikrit, kivételesen mikropát, amelyben a szemcsék többnyire szabálytalan alakúak, nagyon változó szemcseméretűek és túlnyomórészt héj- és vázeredetűek, esetenként nem, vagy alig töredezettek. Ezek egy része változó megtartási állapotú Dasycladaceából áll (1., 3., 7. és 18. minta), amelyek előfordulása a szelvény alsó részén (11 m-ig) tekinthető jellemzőnek. Az e fölött előforduló wackstone szövetű minták szemcséi között már egyszerű ooidok és átkristályosodott foraminiferák is előfordulnak. Gyakori a süntüske töredék és a pellet is.

Mudstone, esetenként diszmikrit: A szelvény 12,5 méterétől két szakaszban (12,5–15,0 m, 17,0–18,0 m), és pontszerűen további két mintában (19 m, 24 m) fordul elő vékonyréteges, meszes dolomit, dolomárga. Szövete gyengén laminált, helyenként mikroszkópos méretű elmosódó kontúrú foltokkal (szemcsékkel). A laminák egy része Ostracoda-héjban viszonylag gazdag, máskor ősmaradványmentes. Egyértelműen tengeri eredetű ősmaradvány két jól elkülönült laminában jelenik meg, ami kis méretű *Acicularia* sp. mészalgából áll. Egyes laminákban, illetve laminák között nagyon gyakoriak a másodlagos pátos kitöltésű zsugorodási pórusok. A lamináltság mértéke erőteljesen változó, egyes szintekben meg sem jelenik, de zsugorodási pórusok ezekben a szintekben is jól láthatók (20., 26. és 35. minta). A fentiekből kitetszik, hogy a jelzett szintekben a diszmikrit és a sztromatolit között többféle átmeneti jellegű szövettípussal találkozunk, de tisztán egyik sem jelenik meg.

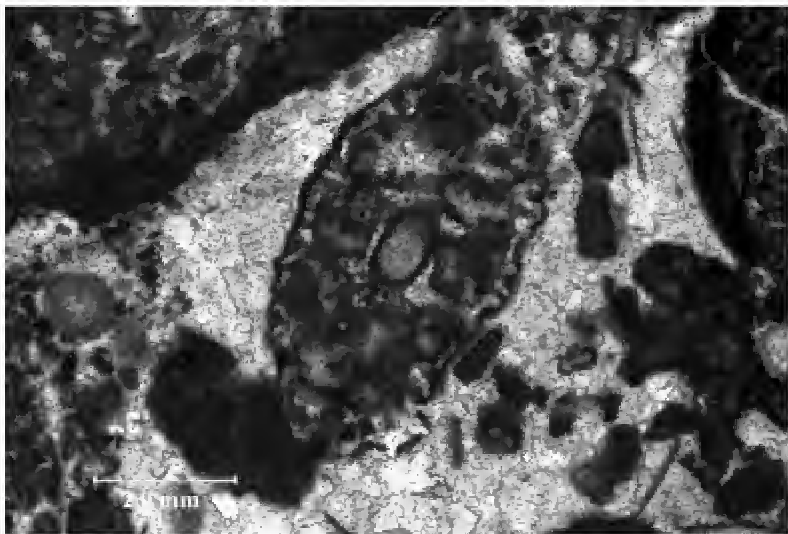
A makroszkópos és mikroszkópos jellegek alapján kijelölt szakaszok

Az *1. szakaszba* tartozó mészkőpadok (1–9. minta — *2. ábra*) vékonycsiszolatos szövete az alapanyag mennyiségének változásától függően wackestone (*5. kép*), kivételesen biopátos grainstone (2. és 9. minta), ill. packstone. (A 9. mintát csak a zöldalgatartalom alapján soroltuk ide.) Az ide tartozó rétegekre jellemző, hogy Dasycladacea-vázban



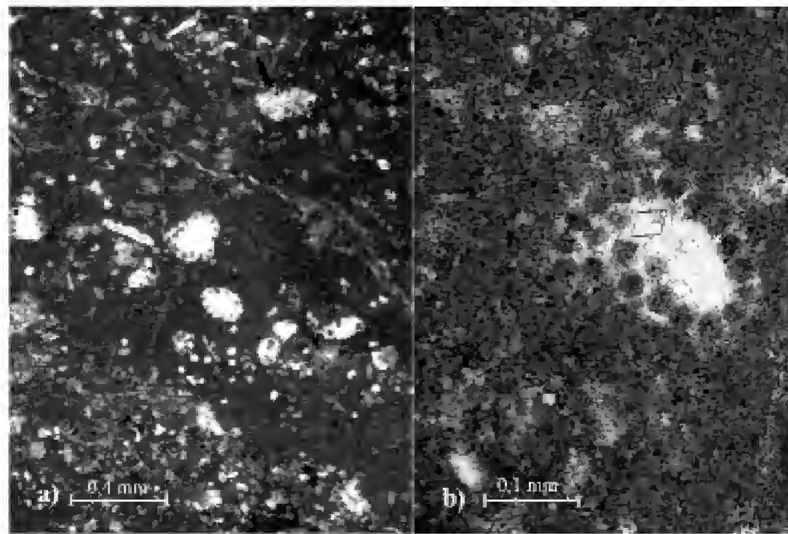
5. kép. Dasycladaceás packestone vékonycsiszolati képe (7. minta)
Picture 5. *Packstone with Dasycladales in thin section (sample 7)*

gazdagok, de a vázak rendszerint erősen töredékesek. Fajra csak a 9. mintából származó *Heteroporella zankli* OTT határozható (*6. kép*), de a töredékek között a *Griphoporella, Gyroporella, ?Uragiella* és *Clypeina* genus képviselői is felismerhetők. Az itt előforduló további ősmaradványokat, csökkenő gyakorisági sorrendben, a foraminifera, echinodermata, ostracoda, mollusca, Globochaete-telep töredékei képviselik. ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna az alábbi foraminifera-taxonokat különítette el: *Aulotortus sinuosus* WEYNS., *Aulotortus communis* KRIST.-TOLL., *Aulotortus friedli* (KRIST.-TOLL.), *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), *Aulotortus gaschei* (KOEHN-ZANINETTI-BRÖNNIMAN), *Aulotortus* div. sp., *Triasina oberhauseri* KOEHN-ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Triadodiseus comesosoicus* (OBERHAUSER),



6. kép. Dasycladaceás grainstone *Heteroporella zankli* OTT vékonycsiszolati képe (9. minta)

Picture 6. *Dasycladales grainstone in thin section with Heteroporella zankli* OTT *(sample 9)*



7. kép. a) *Acicularia* tartalmú dolomitos paleotalaj jellegű sztromatolit vékonycsiszolati képe (C minta). b) Acicularia sp. (I. BUCUR meghatározása és fényképe)

Pictuer 7. *a) Acicularia-bearing dolomitic palaeosol in thin section (sample C), b) Acicularia sp. (photo and det. I. BUCUR)*

Glomospira tenuifistula (HO), *Involutina* sp. Foraminifera-gazdagságával különösen a 2. minta tűnik ki.

A *2. szakasz* domináns mikrofáciese az ooidos grainstone (*4. kép, a*). Alárendelten ooidos packestone (*4. kép, b*). A 10. számú minta vékonycsiszolata ugyan gazdag vékonyhéjú kagylótöredékekben, de már ebben is megjelennek az ooidok és a továbbiakban (11–19. minta) az ooidos grainstone szövet a jellemző. Az ooidok lehetnek egyszerűek (egy-két rétegű kéreggel), s normál ooidok (sokrétegű kéreggel) (FLÜGEL 2004). A normál ooidok az egyszerűekhez képest alárendelten fordulnak elő. Az ooidok magját kagylóhéj vagy egyéb biogén töredék, ritkábban intraklaszt képezi. A 14. és 15. mintában sok a pellet. A biogén töredék általában gastropoda-héj, echinodermata-váztöredék, Globochaete-telep töredéke, foraminifera és ostracoda-teknő. ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna ebből a szakaszból az alábbi foraminifera taxonokat határozta meg: *Aulotortus friedli* (KRIST.-TOLL.), *Aulotortus gaschei* (KOEHN-ZANINETTI-BRÖNNIMAN), *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Glomospira tenuifistula* (HO), *Rheophax* sp., *Ammobaculites* sp., *Aulotortus sinuosus* WEYNS., *Aulotortus communis* KRIST.-TOLL., *Frondicularia* sp., *Variostoma* sp., Oberhauserellidae.

A szelvény 12,5–15,0 m közötti *(3. és 4.) szakaszából* származó B és 20–22. minta átülepített, száradási repedéses paleotalaj-törmeléket és limonitos szemcséket is tartalmazó üledék. Ez az intervallum ősmaradványban rendkívül szegény, egyedül a 20. minta tartalmaz kevés ostracoda-teknőt, de nem dönthető el egyértelműen, hogy ezek az ostracodák édes- vagy éppen túl sós vízi eredetűek-e.

A 15,0–17,0 m közötti *(5.) szakaszból* származó minta ooidos grainstone, benne foraminifera és gastropoda héjtöredékekkel.

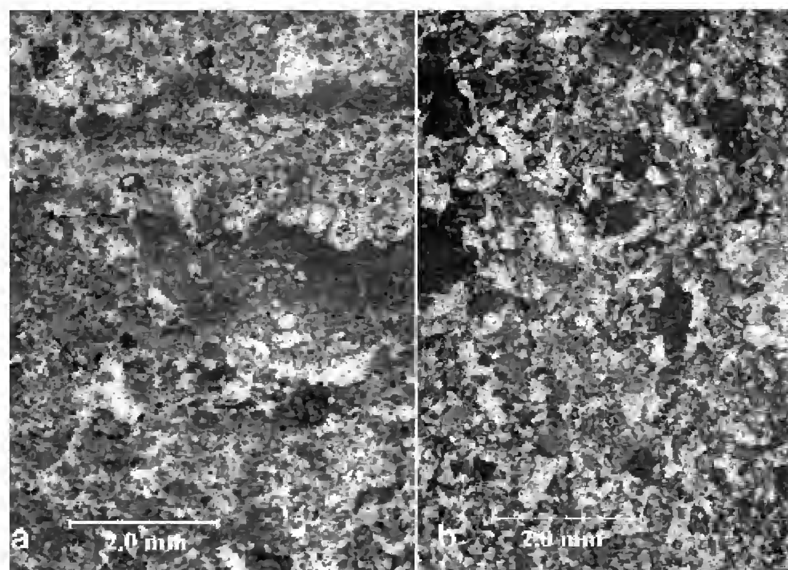
A 17,0–17,9 m közötti *(6.) szakasz* C, D és E mintái vékonyréteges agyagos, meszes dolomitból származnak. Vékonycsiszolatban szövetük diszmikrit. A C mintában két laminában is gyakori az *Acicularia* sp. töredék (I. BUCUR határozása, *7. kép*).

A 17,9–18,6 m közötti *(7a) szakaszra* (24–25. minták) az ooidos grainstone jellemző gastropoda-, mészszivacs-váztöredékkel és foraminiferákkal (*Aulotortus sinuosus* WEYNS.— ORAVECZNÉ SCHEFFER A. határozása).

A 18,6–18,8 m között a 26. mintában *(7b)* madárszemes sztromatolitszerkezet figyelhető meg. Ettől a mintától eltekintve a következő 18,8–20,0 m közötti *(7c)* szakaszra (27–31. minta) az ooidos grainstone, packstone szövet a jellemző.

A **7c** és a fedett rész közötti szakasz két mintája szöveti jellegei és ősmaradványtartalma szerint is jelentősen eltér egymástól. A 32. mintában (*7d:* 20,0–20,4 m) a foraminiferák és a kagylóhéj töredék mellett, sok a pellet és a szivacstű-töredék. Az algaflórát a *Griphoporella* genus képviseli. A 33. mintában (20,4–20,7 m) sok az ostracoda, és sávos, madárszemes szerkezet is megfigyelhető benne.

A 20. minta száradási repedéses szövete, a 26. és a 33 minta visszatérő madárszemes szerkezete a Dachsteini Mészkőre általában jellemző lofer-ciklus egyik markáns elemét (B tag) képviseli (*8. kép*).



8. kép. Paleotalaj jellegű sztromatolit (caliche) vékonycsiszolati képe. a) laminált típus (33. minta) b) rétegzetlen típus (35. minta)

Picture 8 *Palaeosol-like stromatolite (caliche) beds in thin sections. a) fine lamination type (sample 33), b) non stratified type (sample 35)*

A fedett 20,7–21,9 m fölötti *8. szakasz* három részre tagolódik. A *8a szakasz* (21,9–22,7 m) az egyetlen, ahol *Megalodus* kagylómetszetek találhatók, de a 34. minta szöveti képben (ooidos grainstone) és a vékonycsiszolatban felismerhető ősmaradvány-tartalomban nem mutat lényeges eltérést a többi vastagpados mészkőtől. Ezt a vékonycsiszolat nélküli 10 cm vastag sztromatolitos *8b* réteg követi. A *8c szakasz* (22,8–24,0 m) kagylóhéj és korall tartalmú, de szöveti képe nem ismert. A mészkőpad tetején lévő 10 cm vastag 35. minta azonban ostracoda-vázat tartalmazó, apró biogéntörmelékes mudstone (diszmikrit) és B tagnak minősíthető.

Képződési környezet

A szelvény rétegei mind makroszkópos, mind vékonycsiszolatos szöveti jellegek alapján két nagyobb egységbe vonhatók össze. Az alsó egység változó padvastagságú mészkő, amelyben a grainstone dominanciája mellett a wackestone, és kisebb gyakorisággal a packstone szövettípus a jellemző. Az üledékképződési környezet a szelvény alsó részén (1. szakasz) lagúna, melyben zöldalga és foraminifera volt a meghatározó élőlény, míg a 2. szakaszt változó, de főként kis energiájú mészhomok fácies jellemzi radiális ooiddal, számottevő foraminifera-tartalommal, süntüskével és változatos kagylóteknőkkel. Az alsó két szakaszon belül három vékony fedett intervallumnak a képződési környezete ismeretlen.

A Dasycladaceák alapján megállapítható, hogy a rétegsor alsó harmada (lényegében az 1. szakasz) jól átvilágított sekély platformkörnyezetben rakódott le, ahol a kismérvű morfológiai tagoltság mellett a sekélyvizű hátsági környezetben változó — nyugodt vízben biotörmelékes packstone és wackestone, míg kis és közepes hullámmozgás hatására ooidos — fáciesű mészkő képződött. A hullámmozgás időszakos erősödését a kagylók helyenkénti lumaschella-jellegű megjelenése jelzi. Összességében a vizsgált szelvény alsó 12,5 m-e a lofer-ciklus C tagjának feleltethető meg. A felső egység nagyobbik fele (5., 7. és 8. szakasz) az alsó egység átlagával látszik megegyezni, ahol a grainstone és packstone, alárendelten a wackestone a jellemző szövettípus, benne bentosz foraminiferával és különböző molluszkával, de mindössze egyetlen zöldalga taxonnal. E mészkőpadok között a felső egységben gyakoriak a helyenként paleotalaj jellegeket is mutató mudstone és diszmikrites lencséket is tartalmazó, többnyire meszes dolomikrit, ritkábban dolomárga lemezei, kivételesen vékony padjai. Ezekben esetenként gyenge lamináltság is mutatkozik. Ezek az átmeneti jellegű rétegek (3. alsó része, 4., 6., 7b, 7e, 8b és 9.) a fentiek ellenére leginkább a sztromatolitnak, vagyis a lofer-ciklus B tagjának minősíthetők, ami az árapályövi keletkezést jelent. Bár a meszes dolomitban lévő mikrofelboltozódások, száradási repedések és plasztoklaszt jellegű szemcsék önmagukban is megkezdődött talajosodásra utaló jellegek, de valódi paleotalajszintet (A tag) egyedül a 2. szakasz visszaoldott felszínén találunk néhány cm vastag vörös és sárga agyag formájában. A felső egység tehát összességében kis energiaszintű mészhomokzátonnyal tarkított sekély lagúnában és az egyenlőtlen térszínen elkülönült, ezért bepárlódó — esetenként esetleg kiédesedő — vízi környezetben, kisebb medencékben lerakódott üledékből épül fel, ahol a hosszabb szárazra kerülések idején egyes szintekben talajosodás indult. Hosszabb szárazulati kitettséggel azonban a vizsgált szelvényben nem számolhatunk.

Az *Acicularia* sp.-nek két laminában való megjelenése „pillanatszerű" tengerrel való elborítottságként értékelhető, ami lehetséges, hogy a tengerből a tószerű alakulatba történő algakisodrást jelent csupán. A szárazra került platform mélyedéseiben kialakult tavacskáknak az esővíz hatására történő kiédesedéséhez, száraz periódusokban pedig bepárlódásához, valamint a vihardagály idején való tengervízzel borításához hasonló rétegsort írt le DE CASTRO (1990) az Appenninek déli részéről, a Picentini-hegységből.

Megállapíthatjuk tehát, hogy a Fődolomit és a Dachsteini Mésző határától mintegy 1,6 km távolságra, 15–20° rétegdőlés mellett a vizsgált rétegsor nem tekinthető a Fenyőfői Tagozatba tartozónak, ezért a dolomit közbetelepülések gyakorisága alapján ezt a rétegsort nem szokványos kifejlődésűnek tekinthetjük.

A képződmény kora

A szelvényt alkotó kőzet pontos korát sem a Dasycladaceák, sem a foraminiferák alapján nem sikerült meghatározni. A Dasycladaceák, különösen az egyértelműen meghatározható *Heteroporella zankli* OTT alapján, a kőzet kora nori–rhaeti. A foraminifera-együttesben az *Aulotortus sinuosus* jelenléte és a *Triasina hantkeni* hiánya (*II. táblázat*) is a nori emeletre jellemző (DE CASTRO 1990). A Dasycladacea- és a foraminifera-együttes alapján feltételezhetjük, hogy a szelvény a norira korlátozódik, ami arra utal, hogy a fedő-albai képződményekig jelentős lepusztulásra is sor kerülhetett.

A pusztavámi és a hasonló borzavári rétegsor összehasonlítása

A pusztavámi vastaglemezes, makrofauna-mentes vöröstarka, agyagközös rétegkötegek, és azok feküjét adó, jelentősszámú mollusca-teknőt tartalmazó padok és az egyetlen telepeskorallos mészkőpad alkotta rétegcsoport kifejlődési jellegeit tekintve, nagymértékben emlékeztet a Borzavári Templom-hegy és a kapcsolódó Páskom rétegsorára, amely környezetében ugyancsak különlegesnek tekinthető (CSÁSZÁR et al. 1982). A két előfordulás közötti legnagyobb különbség talán a koruk, amennyiben a borzavári rétegsor teljes egészében a rhaeti korszakban képződött (CSÁSZÁR et. al. 1982, CSÁSZÁR & ORAVECZNÉ SCHEFFER 1987), míg a pusztavámi, amint láttuk, a nori korszakban rekedt. A borzavári előfordulás a Kösseni

II. táblázat. A Pusztavám, homok-tisztási kőfejtő Dachsteini Mészkő rétegsorában előforduló foraminifera-fauna (ORAVECZNÉ SCHEFFER A. határozása) és mészalga-flóra (PIROS O. határozása) eloszlása

Table II. *Foraminifera taxa (det. A. ORAVECZ-SCHEFFER) and calcareous algae (det. O. PIROS) derived from the Dachstein Limestone Fm of the Pusztavám, Homok-tisztás Quarry*

Mintaszám/Foraminifera fajok	*Aulotortus sinuosus* Weynss.	*Aulotortus gaschei* (Koehn-Zaninetti-Brönniman)	*Aulotortus communis* Krist.-Toll.	*Aulotortus friedli* (Krist.-Toll.)	*Aulotortus tenuis* (Kristan)	*Triassina oberhauseri* Koehn-Zaninetti et Bronnimann	*Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser)	*Glomospira tenuifistula* (Ho)	*Frondicularia woodwardi* Howchin	*Glomospira tenuifistula* (Ho)	*Aulotortus* div. sp.	*Austrocolomia* sp.	*Involutina* sp.	*Rheophax* sp.	*Ammobaculites* sp.	*Frondicularia* sp.	*Variostoma* sp.	Oberhauserellidae	*Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri	*Acicularia* sp.	*Griphoporella* sp.	*Uragiella supratriassica* Bystrický	*Gyroporella* sp.	*Macroporella alpina* Pia	*Heteroporella zankli* OTT
1																					X				
2.	X		X	X	X	X																			
4.		X				X																			
5.	X	X		X			X	X																	
6.											X		X									X			
7.																					X		X		
8.																					X			X	
9.																									X
18.		X		X					X	X								X							
19.	X		X	X					X					X	X										
20.																				X					
24.	X																								
28.											X								X						
29.	X														X				X						
30.	X		X									X							X						
33.															X				X						
34.	X																								
35.	X																		X						
C																				X					

Formációnak a bakonyi típusterületén kívüli, attól keletre eső, mikro- és makrofaunában egyaránt nagyon gazdag lencséjeként értékelhető, míg a pusztavámi rétegsor nem köthető hasonló jelenséghez. A két rétegsor közötti további különbség, hogy a templom-hegyi és főként a páskomi rétegsorban markánsabbak az édesvízinek tekinthető vörös- és tarkaagyag-közbetelepülések, míg a pusztavámi szelvényben a nem tengeri rétegek is túlnyomórészt dolomárga jellegűek. A borzavári nagyszámú vizsgálat alapján agyagásvány-tartalmában nem az illit-montmorillonit, hanem az illit a domináns alkotó, valamint a kvarc- és kaolinittartalma is kissé nagyobb. Borzavárnál a páskomi szelvényben a tarkaagyagrétegek feküjében a megelőző mészkőrétegek tetején rendszeresen száradási repedések jelennek meg, amit a mészkőnek ezt követő breccsásodása, agyagba ágyazódása követ. Ez a pusztavámi szelvényre egyáltalán nem jellemző. A pusztavámi szórványleletekkel szemben a Templom-hegyen a telepes korallok egyetlen padban jelennek meg, mégpedig kőzetalkotó mennyiségben. A kifejlődésbeli rokonság jelének tekinthető továbbá, hogy a nem túl gyakori *Acicularia* sp. *Aciculella* sp. néven a borzavári szelvényből is kimutatásra került. Különbség ugyanakkor, hogy ooidos rétegek a templom-hegyi szelvényből hiányzanak, és a páskomi szelvényben való előfordulásuk is csak két vékony rétegre korlátozódik, míg a pusztavámi szelvényre még ha csak egyszerű ooidok formájában is, de jellemzőnek tekinthető. Különbség továbbá, hogy a borzavári szelvénynek nem jellemzője a dolomitosodás.

Következtetések

1. A pusztavámi Homok-tisztás közelében található felhagyott kőfejtő 24 m vastag felső-triász szelvénye ebben a szintben a szokásostól több szempontból is eltérő Dachsteini Mészkövet tár fel. A rétegsor alsó felét a lofer-ciklus C tagja alkotja, míg felső felében a laminált, kissé pelites, változó vastagságú dolocrete-lemezek gyakori megjelenése nem típusos B tagra utal. Ugyanakkor itt a szárazföldi képződésre jellemző lofer A tag egyetlen vékony agyagrétegként jelenik meg mészkőklaszt nélkül. A *Megalodus* és kevés korall tartalmú C tag csak a szelvény tetején lép fel.

2. Ha figyelembe vesszük az ooid mellett nem ritkán megjelenő bekérgező (cortoid) szemcséket is, akkor azt mondhatjuk, hogy az itteni rétegsor átmeneti jellegeket mutat az onkoidos budai-hegységi Dachsteini Mészkő kifejlődéséhez.

3. A pusztavámi rétegsor nagymértékben hasonlít az itteninél fiatalabb (rhaeti) korú borzavári templom-hegyi és kapcsolódó páskomi szelvényhez.

Mivel a rétegsorban nem jelennek meg a *Triasina hantkeni* fajt tömegesen tartalmazó rétegek, a Dasycladacea és a foraminifera-együttes alapján — figyelembe véve az Appeninekből származó analóg adatokat is (De Castro 1990) — a rétegsort nori korúnak tartjuk.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki Oraveczné Scheffer Annának a foraminifera vizsgálati eredmények rendelkezésünkre bocsátásáért, Ioan Bucur professzornak az algaflóra határozásában nyújtott segítségéért, Földvári Máriának, Partényi Zoltánnénak és Kovács-Pálffy Péternek az elvégzett anyagvizsgálatokért és a konzultációs lehetőségért, valamint Varga Szabolcs egyetemi hallgatónak a D minta anyagáért. Köszönet illeti Haas János és Budai Tamás lektorokat, akik több ponton is rámutattak a tanulmány fogyatékosságaira, ezáltal alaposabb elmélyedésre késztetvén a szerzőket.

Irodalom — References

Balogh K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* **24/1,** 3–48.

Böckh H. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai I. — *MÁFI Évkönyv* **2/2**, 31-166

Budai T., Csillag G., Vörös A. & Lelkes Gy. 2001b: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Keleti-Bakonyban. — *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 71–95.

Császár G. 1984: Borzavár. *Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához.* — MÁFI, Budapest, 138 p.

Császár G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25,** 209 p.

Császár G., Bodrogi I. & Vörös A. 1982: Lagunás kifejlődésű Dachsteini Mészkő Formáció a borzavári Templom-dombon.— *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 187–209.

Császár G. & Oraveczné Scheffer A. 1987: Bakony Borzavár, Páskom 1. szelvény. (Profile Páskom 1, Borzavár, Bakony Mountains.) — *Magyarország geológiai alapszelvényei.* A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 1–10., 8 figs, 1 table, in Hungarian, English and Russian.

Császár G. & Peregi Zs. 2001: Középső-jura korszakbeli mega-hasadékkitöltés a Vértes DNy-i peremén. — *Földtani Közlöny* **131/3-4**, 581-584.

Davies, P. J., Bubela, B. & Ferguson, J. 1978: The formation of ooids. — *Sedimentology* **25/5**, 703–729.

De Castro, P. 1990: Studies on the Triassic carbonates of the Solerno Province (Southern Italy) the Croci D'Acerno sequence. — *Bolletino Societŕ Geologica Italiana* **109,** 187–217.

Donahue, J. 1969. Genesis of oolite and pisolite grains: an energy index. — *Journal of Sedimentary Petrology* **39/4,** 1399–1411.

Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — In: Ham, W. E. (ed.): Classification of carbonate rocks. — *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **1**, 108–121.

Flügel, E. 2004: *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application.* — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976 p.

Folk, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *Bulletin of American Associatiou of Petroleum Geologists* **43,** 1–38.

Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, in: Ham, W. E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. — *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **1**, 62-84.

Fülöp J. 1975: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. — *Geologica Hungarica, Series Geologica* **16**, 121 p.

Haas J. 1982: Facies analysis of the cyclic Dachstein Limestone Formation (Upper Triassic) in the Bakony Mountains, Hungary. — *Facies* **6**, 75-84

Haas J. 1989: Stages of Upper Triassic carbonate platform development on the Tethys shelf. — *10th IAS Regional Meeting on Sedimentology*, Budapest, 104-105

Haas J. (szerk.) 1993: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. — Magyar Állami Földtani Intézet és Mol Rt. Kiadványa, 278 p.

Haas J. 1994: Magyarország földtana. Mezozoikum. — ELTE, Budapest, 119 p.

Haas J. (szerk.) 2004: Magyarország geológiája. Triász. — ELTE Eötvös kiadó, Budapest, 384 p.

Haas, J. & Budai, T. 1999: Triassic sequenece stratigraphy of the Transdanubian Range (Hungary). — *Geologica Carpathica* **53/3**, 459-475

Hantken M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. — *Földtani Társulat Munkálatai* **4**, 48–56.

Hofmann, K. 1870: Dolomite und Kalke des Ofner Gebirges. — *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt* **7,** 116–117.

Monoghan, P. H. & Lytle, M. L. 1956: The origin of calcareous ooliths. — *Journal of Sedimentary Petrology* **26/2**, 111–118.

Oravecz J. 1963: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — *Földtani Közlöny* **93/1**, 63–67.

Oravecz J., Véghné Neubradt E. 1961: A Vértes– és Bakony–hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. — *Földtani Közlöny* **91/2**, 162–169.

ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek Foraminiferái. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **50**, 331 p.

PETERS 1857: Geologische Studien aus Ungarn I. Die Umgebung von Ofen. — *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **8**, 303–334.

SIMONE, L. 1980. Ooids: A review. — *Earth-Science Reviews* **16**, 319–355.

SIMONY, F. 1847: Winteraufenhalt im Halstätter Schneegebirge und 3. Ersteigung der hohen Dachsteinspitze. — *Ber. Mitt. Freund. Naturw.* **2**, 207–221.

SUMNER, D. Y. & GROTZINGER, J. P., 1993: Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooids. — *Journal of Sedimentary Petrology* **63/5**, 974–982.

SZŐTS A. & KNAUER J. 1978: A Vértes-hegység délnyugati részének bauxitkutatási programja. Előkutatás. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Bányászati és Geofizikai Adattár* T.17195

SZŐTS A. & KNAUER J. 1979: A Vértes-hegység délnyugati részének bauxitkutatási programja. Előkutatás. Felderítő kutatás. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár* T.17965

SZŐTS E. 1938: A móri Antal-hegy óharmadkori képződményei. Bölcsészetdoktori értekezés. — *Földtani Szemle melléklete*, Budapest, 1–42.

SZŐTS E. 1948: Jelentés a Nyugati Vértesben és az Északi Bakonyban végzett bányaföldtani felvételről. — *Kézirat, Országos Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár*, Szén/81.

SZŐTS E. 1950a: Jelentés a 2. sz. kutató kirendeltség DK-i részén végzett földtani felvételről. Gánt, Mór. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár* Bu/22.

SZŐTS E. 1950b: Jelentés az 1/D. sz. kutatókirendeltség /Vérteskozma, Magyarország) földtani felvételi munkálatairól. — *Kézirat, Országos Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár*, Bu/22

TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **17/1**, 1–256.

TELEGDI-ROTH K. 1935: Adatok a Déli Vértes és az Északi Bakony földtani viszonyaihoz. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1925–28**, 115–125.

TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. 1990: *Carbonate Sedimentology*. — Blackwell Science, 482 p.

VADÁSZ E. 1920: Die stratigrafische Stellung des Dachsteinkalkes in der Umgebung von Budapest. — Ethika kiadvány, 1–4, Budapest.

VÉGH-NEUBRANDT E. 1960: A Gerecse-hegység felső-triász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — *Geologica Hungarica series Geologica* **12,** 1–74.

VÉGHNÉ NEUBRANDT, E. 1982: Triassische Megalodontaceae – Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 526 p.

VÉGHNÉ NEUBRANDT E. & ORAVECZ J., 1961: A Gerecse- és Vérteshegységi felsőtriász dolomit- és mészkőösszlet. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2**, 291–302.

VÉGH S.-NÉ 1978: Triasina (Calcaire á Triasina; Triasinás mészkő). — *Lexique Stratigraphique International, Europe, 9. Hongrie.* Paris,159–160.

VÍGH GY. 1928: Adatok a Budai- és a Gerecsehegységi triász ismeretéhez. I. — *Földtani Közlöny* **57**, 53–63.

VÍGH GY. 1933: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismeretéhez. — *Bányászati Kohászati Lapok* **66**, 289–295.

WINKLER B. 1883: A Gerecse– és a Vértes–hegység földtani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **13**, 287–296.

Kézirat beérkezett: 2008. 06. 03.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

139/1, 33–54., Budapest, 2009

A mecseki toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének előzetes petrográfiai és nehézásvány-vizsgálati eredményei

VARGA Andrea[1], MIKES Tamás[2], RAUCSIK Béla[3]

[1]8200 Veszprém, Kőhíd u. 3, e-mail: raucsikvarga@freemail.hu
[2]Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Abt. Sedimentologie/Umweltgeologie, Goldschmidtstr. 3, D–37077 Göttingen, Németország, e-mail: tamas.mikes@geo.uni-goettingen.de
[3]Pannon Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: raucsik@almos.vein.hu

The petrography and heavy minerals of the Toarcian black shale of the Réka Valley section of the Mecsek Hills: a pilot study

Abstract

The results of a pilot petrographic and heavy mineral study of Lower Jurassic (H. falciferum Zone) organic-rich sedimentary rocks are presented from the Mecsek Hills (black shale interval, Réka Valley section, Óbánya Siltstone Formation). The studied succession comprises laminated to thin-bedded black shales with intercalations of fine- to coarse-grained turbidite beds of mixed carbonate–siliciclastic composition. Translucent heavy mineral spectra consist of zircon and tourmaline and some garnet, apatite, rutile and staurolite. Lack of grain rounding suggests that the role of sediment recycling was not significant. A terrigenous sediment component of the Óbánya Siltstone was sourced from a mature, felsic continental crust made up of low- to medium-grade metapelites (e.g. gneiss, micaschist) and granitoids exposed to erosion in the Early Jurassic. Such rocks are rather characteristic for the Görcsöny Ridge, which is thus a likely source candidate for the Óbánya Siltstone Formation. Sedimentary provenance data from the Mecseknádasd Sandstone Formation illustrate that a comparable rock association had already been eroded in the Pliensbachian. The latter, however also comprised minor proportions of amphibolite facies and metabasic rocks.

Keywords: hybrid arenite, black shale, heavy minerals, provenance, Toarcian, Óbánya Siltstone Formation, Mecsek Hills

Összefoglalás

Tanulmányunkban a mecseki alsó-jura (H. falciferum zóna) szerves anyagban gazdag üledékes kőzeteinek (Óbányai Aleurolit Formáció, Réka-völgyi feketepala) előzetes petrográfiai és nehézásvány-vizsgálati eredményeit mutatjuk be. A vizsgált rétegsort laminált és vékonyréteges feketepala építi fel, amelyben apró–durvaszemcsés, kevert biogén karbonát-, illetve terrigén anyagú homokkő (turbidit)-közbetelepülések találhatók. Az áttetsző nehézásvány-együttest cirkon és turmalin, valamint alárendelten gránát, rutil, staurolit és apatit alkotja. A koptatatlan ásványszemcsék arra utalnak, hogy idősebb üledékes kőzetek lepusztulása nem játszott számottevő szerepet a forrásterületen. Az Óbányai Aleurolit Formáció terrigén üledékanyaga kis–közepes fokú metapelitekből (gneisz, csillámpala) és granitoidokból álló, érett, felzikus összetételű kontinentális kéreg kora-jura eróziójából származik. A forrásterület valószínűleg a Görcsönyi-hátsággal, vagy rokon területtel azonosítható. A fekü Mecseknádasdi Homokkő Formáció (pliensbachi) lehordási területe nagyon hasonló, azonban ez kis mennyiségben metabázitok (amfibolit±eklogit) törmelékanyagát is tartalmazza.

Tárgyszavak: hibrid arenit, feketepala, nehézásványok, lehordási terület, toarci, Óbányai Aleurolit Formáció, Mecsek

Bevezetés

Az alsó-toarci feketepala („halaspala" vagy „bőrpala"; Óbányai Aleurolit Formáció) a Keleti-Mecsek jellegzetes, kis vastagságú (9–12 m) képződménye; amelyet a Réka-völgyi szelvényben zagyárüledékként értelmezett homokkő és átkovásodott crinoideás mészkő betelepüléseit tartalmazó, sötétbarna–fekete színű, laminált pala alkot (FORGÓ et al. 1966, GALÁCZ 1991, DULAI et al. 1992, NÉMEDI VARGA 1998). DULAI et al. (1992) megfigyelései szerint a gradált homokkövek finomszemcsés, agyagos–limonitos alapanyagba ágyazódott, szögletes kvarcszemcséket tartalmaznak, azonban a gravitációsan átülepített rétegek részletes szöveti jellemzését nem végezték el.

Az Óbányai Aleurolit lepusztulási területére vonatkozó első nehézásvány-vizsgálati eredményeket DULAI et al. (1992) közölték. A sósavval előkészített minták 125–250 μm közötti szemcseméret-tartományában a feketepala

nehézásványainak elkülönítése nem vezetett eredményre. A homokkő-közbetelepülésben a következő együttest azonosították: biotit (27%), klorit (26%), pirit (17%), limonit (11%), turmalin (7,5%), gránát (6%), hematit (3%), rutil (1,5%) és ilmenit (1%). Értelmezésük szerint a cirkon hiánya, valamint a biotit és a klorit túlsúlya alapján metamorf vagy savanyú magmás lehordási terület valószínűsíthető.

Munkánkban az Óbányai Aleurolit Formáció Réka-völgyi szelvényéből származó kőzetminták petrográfiai leírását és előzetes nehézásvány-vizsgálati eredményeit közöljük. A képződmény ásványos összetételének, illetve szöveti jellemzőinek pontosítása a lepusztulási terület földtani felépítésének, továbbá a kora-toarci üledékképződési környezet lehetséges ősföldrajzi kapcsolatainak felvázolását teszi lehetővé.

A vizsgált szelvény, mintagyűjtés

A mecseki Réka-völgyi típusszelvényben (*1. ábra*) jól tanulmányozható a Mecseknádasdi Homokkő (pliensbachi rész) és az Óbányai Aleurolit (toarci) Formáció üledékfolytonos rétegsora. A feltárásban finomszemcsés, hemipelágikus háttérüledékek (bioturbált mészmárga és lemezes agyagmárga rétegpárok) és kevert karbonátos–sziliciklasztos turbiditek fordulnak elő (GALÁCZ 1991, DULAI et al. 1992, NÉMEDI VARGA 1998, VARGA et al. 2007). A szelvény kora-toarci — az óceáni anoxikus eseménynek megfelelő — részét pelites üledékképződés jellemzi (*2. ábra, a*). Ammonitesek (*Hildaites* cf. *siemensi*, *H.* cf. *levisoni*, *H.* cf. *gyralis*) alapján a kb. 10–12 m vastagságú, szerves anyagban gazdag feketepalát tartalmazó kőzetegyüttes képződése a *Harpoceras falciferum* zónára tehető (GALÁCZ 1991). BALDANZA et al. (1995) mészvázú nannofosszíliák alapján azonban azt feltételezik, hogy a feketepala-összlet alsó része még a *Dactylioceras tenuicostatum* zónát képviseli. Annak ellenére, hogy a zónajelző nannofosszíliák (pl. *Carinolithus superbus* és *Discorhabdus striatus*) hiányoznak a Réka-völgyi rétegsor ősmaradvány-együtteséből (MATTIOLI 2007, szóbeli közlés), a legújabb mikropaleontológiai eredmények megerősítik BALDANZA et al. (1995) korbesorolását: MATTIOLI (2007, szóbeli közlés) vizsgálata alapján az Fp–15 minta a *C. poulnabronei* mészvázú nannoplankton egy példányát tartalmazza (*2. ábra, a*), amely számos alsó-toarci szelvényben a *C. superbus* nannofossziliával közel egyidőben fordul elő (MATTIOLI & ERBA 1999). Az Fp–59 minta *Watznaueria fossacincta* és *W. colacicchii* fosszíliákat tartalmaz (MATTIOLI 2007, szóbeli közlés); amelyek megjelenése általában a zónajelző *Discorhabdus striatus* első előfordulásával korrelálható (MATTIOLI & ERBA 1999). Ezek az adatok azt sugallják, hogy az Fp–15 és az Fp–59 minták közé eső szakasz a *C. superbus* nannoplanktonzónával (BOWN 1987) párhuzamosítható (*2. ábra, a*).

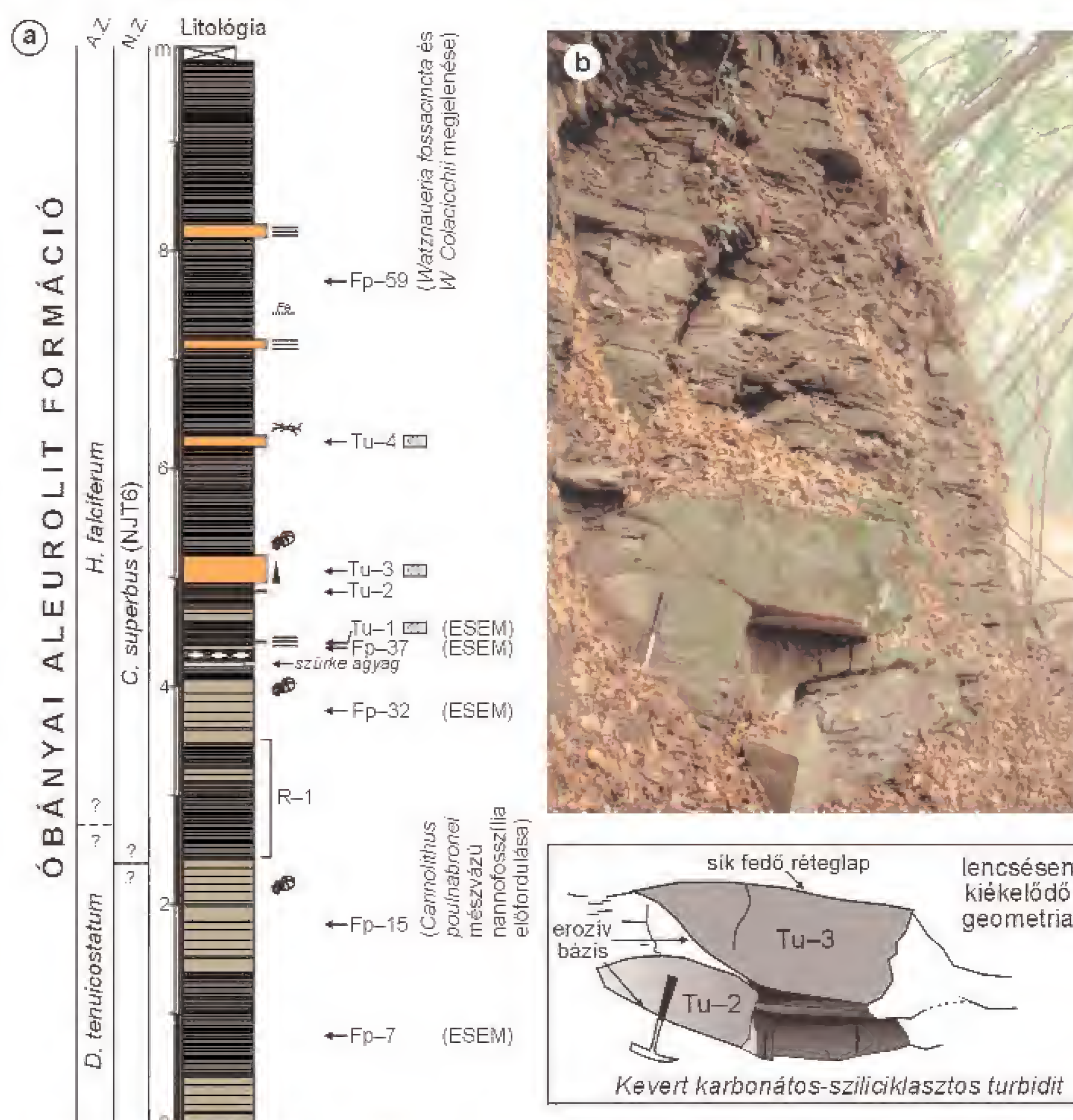
A feketepala-szelvény alsó szakaszán szerves anyagban gazdag, gyengén bioturbált, vékonyréteges agyagmárga, illetve laminált agyagmárga váltakozása figyelhető meg. A szelvény aljától 4,2 m-re oldalirányban folytonos, világosszürke, plasztikus agyagréteg települ közbe kb. 5 cm vastagságban. Ezt követően egy karbonátkonkrécióban gazdag szint figyelhető meg. A szelvény felső részén bioturbációra utaló üledékes bélyegek nem jelentkeznek. A laminált agyagmárga viszonylag kisméretű (1–25 cm vastagságú), csatornaszerű turbidit-betelepüléseket tartalmaz, amelyeket rendszerint lencsésen kiékelődő, eróziós bázis és sík fedő réteglap határol (*2. ábra, b*). A háttérüledékekhez képest — a durvább szemcseméret miatt — a szürke, barnásszürke homokkőpadok szelektív kovásodása általános, ezért a talajosodási folyamatoknak ellenálló, kipreparálódó rétegek könnyen felismerhetők. A turbiditek belső szerkezete gyakran síklaminált, ritkábban normál gradáció is megfigyelhető. A hemipelágikus háttérüledékek közé települő kevert karbonátos–sziliciklasztos rétegek mélyebb medencébe történő, gyakori üledékáthalmozásra utalnak.

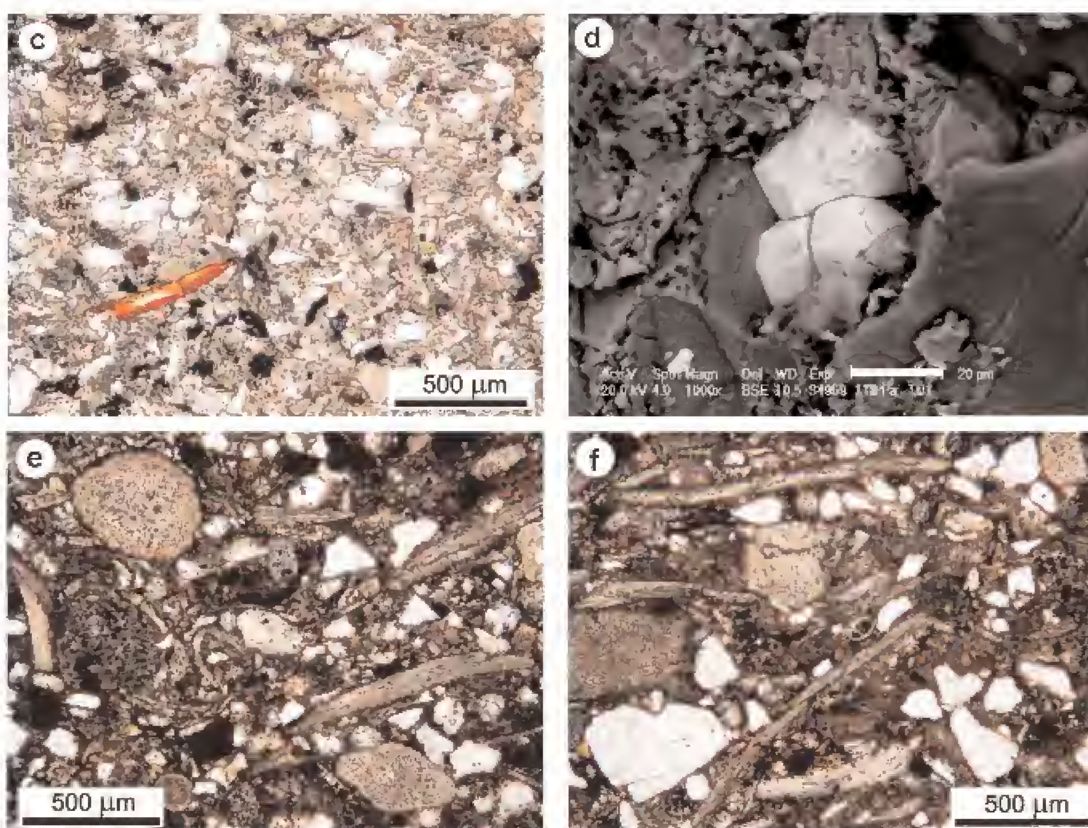
Az Óbányai Aleurolit Formáció nehézásványainak újravizsgálatát 4 turbiditmintán (Tu–1–4) és egy feketepalamintán (R–1) végeztük, amelyeket a Réka-völgyi típusszelvényben gyűjtöttünk (*2. ábra, a*). A turbiditek közül a Tu–1, illetve a Tu–3 minta DULAI et al. (1992, 71. oldal, 4. ábra) „H" jelű, illetve „J" jelű homokkőpadjával párhuzamosítható (VARGA et al. 2007, RAUCSIK & VARGA 2008a). Összehasonlítás céljából az óbányai Farkas-árokból — a Mecseknádasdi Homokkő Formáció felső-pliensbachi részéből (RAUCSIK & MERÉNYI 2000, RAUCSIK & VARGA



1. ábra. A vizsgált szelvény földrajzi elhelyezkedése
1 – patak; 2 – turistaút; 3 – műút; 4 – település

Figure 1. *Location map of the examined section*
1 – creek; 2 – foot-path; 3 – road; 4 – settlement



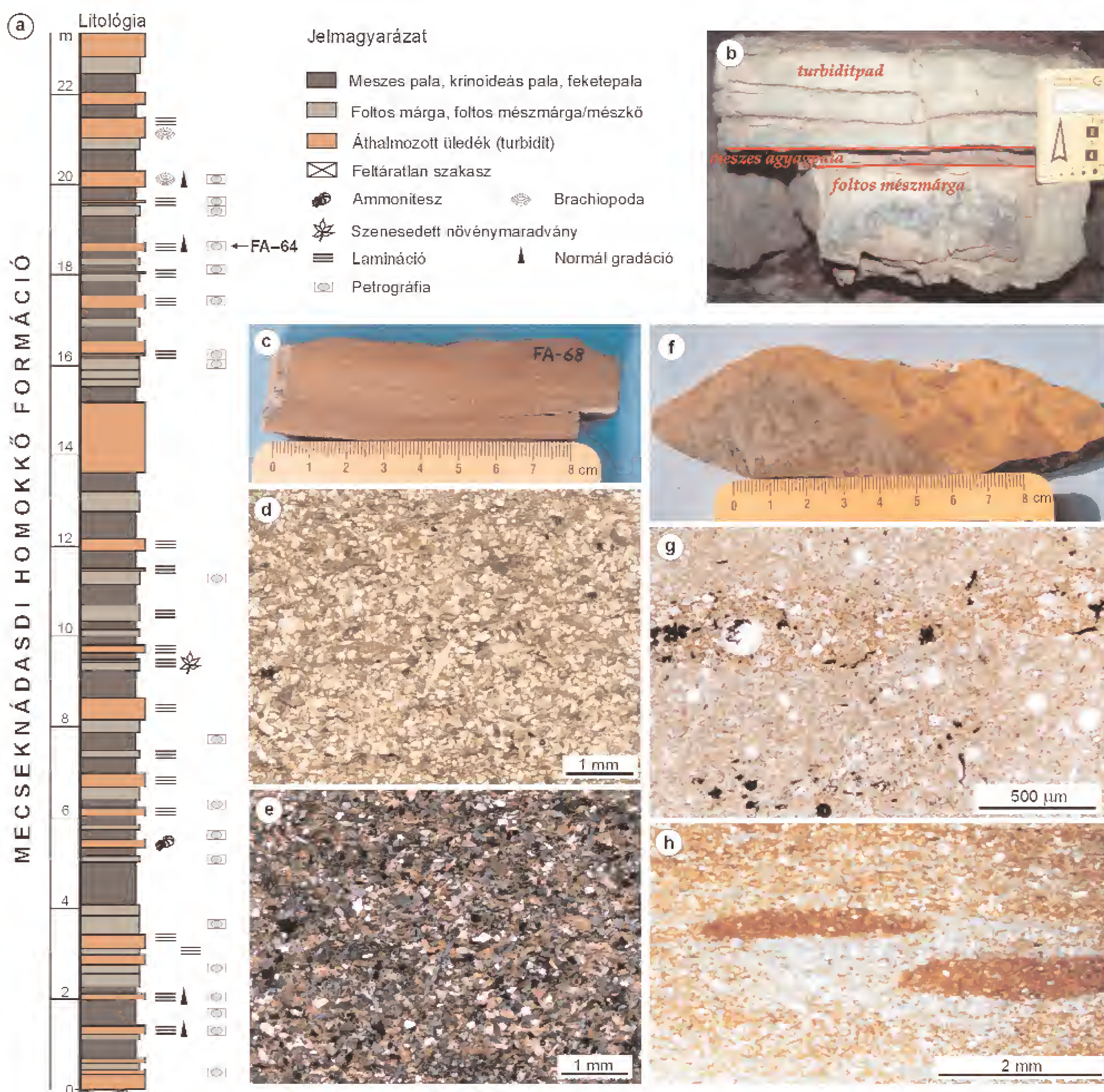


2. ábra. a) Az alsó-toarci feketepala (Óbányai Aleurolit Formáció, Mecsek hegység) Réka-völgyi szelvényének egyszerűsített rétegsora a mintavételi pontok feltüntetésével. A biosztratigráfiai tagolás GALÁCZ (1991), BALDANZA et al. (1995) és MATTIOLI (2007, szóbeli közlés) munkáin alapul

A.Z. = ammonites zóna; N.Z. = nannoplankton zóna; b) A turbidit-betelepülések geometriája; c) Finom-aprószemcsés hibrid arenit, Tu-1 minta (1N); d) Pásztázó elektronmikroszkópi (SEM) felvétel a diagenetikus piritkristályokról, visszaszórt elektronkép (BSEI), Tu-1 minta; e-f) Rosszul osztályozott, középszemcsés hibridarenit bioklaszt- (echinodermata, bivalvia, foraminifera) és törmelékes kvarcszemcsékkel, Tu-3 minta (1N)

***Figure 2.** a) Simplified lithological column with the sampling points of the Réka Valley section of the Lower Toarcian black shale (Óbánya Siltsone Formation, Mecsek Hills). Biostratigraphy from GALÁCZ (1991), BALDANZA et al. (1995) and MATTIOLI (2007, pers. commun.)*

A.Z. = Ammonite Zone; N.Z. = Nannofossil Zone; b) Geometry of the intercalated turbidites; c) Very fine- to fine-grained hybrid arenite, sample Tu-1 (plane polarized light); d) Scanning electron microscope (SEM) micrograph illustrating the diagenetic pyrite crystals, back-scattered electron image (BSEI), sample Tu-1; e-f) Poorly sorted, medium-grained hybrid arenite with coeval bioclast (echinoderms, bivalvia shell fragments and foraminifera) particles and detrital quartz grains, sample Tu-3 (plane polarized light)



3. ábra. a) A felső-pliensbachi rétegsor (Mecseknádasdi Homokkő Formáció, Mecsek hegység) farkas-árki szelvényének (alsó szakasz) egyszerűsített rétegsora a mintavételi pont feltüntetésével (RAUCSIK & VARGA 2008b); b) Turbiditpad a háttérüledékekkel; c) Hibrid arenit, polírozott felület; d–e) Aprószemcsés hibrid arenit bioklaszt- (szivacstű, echinodermata), muszkovit- és kvarcszemcsékkel, FA-64 minta (1N és +N); f) Bioturbált, „foltos" mészmárga, polírozott felület; g) Bioturbált mészmárga vékonycsiszolati képe radiolária moldokkal és szivacstűkkel (1N); h) Bioturbált, meszes agyagpala vékonycsiszolati képe (1N)

Figure 3. *a) Simplified lithological column (lower part) with the sampling point of the Farkas Ravine section of the Upper Pliensbachian succession (Mecseknádasd Sandstone Formation, Mecsek Hills; RAUCSIK & VARGA 2008b); b) Turbidite bed with background sediments; c) Hybrid arenite, polished surface; d–e) Fine-grained hybrid arenite with bioclast (sponge spicules, echinoderms) particles, muscovite and quartz grains, sample FA-64 (plane polarized light and cross polarized light); f) Bioturbated 'spotted' calcareous marl, polished surface; g) Microphotograph of bioturbated calcareous marl with radiolarian moulds and sponge spicules (plane polarized light); h) Microphotograph of bioturbated calcareous shale (plane polarized light)*

2008b) — egy kevert sziliciklasztos-karbonátos turbiditrétegből származó hibridarenit-mintát (FA–64) szintén megvizsgáltunk (*3. ábra*). A Mecseknádasdi Homokkő Formáció kőzettípusainak petrográfiai jellegzetességeiről RAUCSIK & VARGA (2002) munkája nyújt rövid áttekintést; ebben a tanulmányban — terjedelmi okból — kizárólag az FA–64 minta leírását közöljük.

Vizsgálati módszerek

A kőzetminták petrográfiai leírását az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajzi és Földtudományi Intézetének Kőzettan–Geokémiai Tanszékén polarizációs mikroszkópos, továbbá a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Szilikát- és Anyagmérnöki Tanszékén környezeti pásztázó elektronmikroszkópos (ESEM) vizsgálattal

végeztük. A szekunder elektronképeket (SEI) és a visszaszórt elektronképeket (BSEI) Philips XL30 ESEM készülékkel, nagyvákuumú üzemmódban, 20 kV-os gyorsítófeszültséggel készítettük. A vázalkotó szemcsék félmennyiségi összetételét energiadiszperzív röntgenanalizátorral (EDAX), 20 kV-os gyorsítófeszültség mellett, környezeti üzemmódban pontszerű elemzéssel határoztuk meg, amely kb. 5 μm térbeli felbontást tett lehetővé.

A nehézásvány-kémiai vizsgálatokat a Göttingeni Egyetemen végeztük. A nehézásványok szemcsemérete általában kisebb a kőzet vázalkotó szemcséinél, ezért a DULAI et al. (1992) munkájában kiválasztott mérettartomány (125–250 μm) az Óbányai Aleurolit finomszemű kőzetein nem alkalmazható sikerrel. A kiválasztott mintákból aprítás, 5%-os ecetsavas és 5%-os hidrogénperoxidos kezelés, végül ultrahangos dezaggregálás után nedves szitálással a 40–125 μm-es szemcseméret-tartományt különítettük el (az FA–64 mintából a 63–250 μm-es tartományt). A nehézásványok leválasztásához forró, 2,88 g/cm^3 sűrűségű nehézfolyadékot (LST) alkalmaztunk. A kristályok átesőfényes mikroszkópi vizsgálatát 1,66-os törésmutatójú optikai gyantába ágyazva végeztük. Az ásványkémiai elemzéseket hullámhossz-diszperzív spektrométerekkel felszerelt JEOL JXA 8900RL típusú elektronmikroszondával készítettük műgyantába ágyazott, polírozott ásványszemcse-preparátumon (turmalin: 20 kV gyorsítófeszültség, 15 nA sugáráram; gránát: 15 kV, 20 nA; mindkét ásványnál ZAF-korrekció). A Tu–3 mintából 9, az R–1 mintából 14 és az FA–64 mintából 47 turmalin, illetve a Tu–3 mintából 19, az R–1 mintából 4 és az FA–64 mintából 33 gránátkristály lokális kémiai összetételét határoztuk meg (*I–V. melléklet*). A turmalin B_2O_3-tartalmának számolásakor (B_2O_3*) a szerkezeti képletben 3 B-atomot vettünk alapul, a kationarányokat 24,5 O-atomra vonatkoztatva, T+Z+Y=15 alapján számoltuk (HENRY & DUTROW 1996). A gránát összetételének számításánál MUHLING & GRIFFIN (1991) módszeréhez igazodtunk.

Vizsgálati eredmények

Petrográfiai megfigyelések

A kevert karbonátos–sziliciklasztos turbiditek kőzettani szempontból a hibrid arenitek csoportjába sorolhatók, ezért jellemzésüknél ZUFFA (1980) nevezéktanát alkalmaztuk, továbbá CRITELLI et al. (2007) munkáját vettük figyelembe. A vizsgált alsó-jura kőzetek vázalkotó szemcséi között a nem karbonátos, medencén kívüli (NCE: noncarbonate extrabasinal); a karbonátos, medencén belüli (CI: carbonate intrabasinal) és a nem karbonátos, medencén belüli (NCI: noncarbonate intrabasinal) típusok jelentek meg (ZUFFA 1980).

Az Óbányai Aleurolit Formációt képviselő apró–középszemcsés homokkövekben a mátrixot és a cementet egyaránt mikrites kalcit, limonit és agyagásványok alkotják. Az aprószemcsés, laminált homokkőben a szemcsék közepesen osztályozottak, továbbá a nyúlt szemcsék (pl. muszkovitlemezkék, kagyló-, illetve brachiopodahéjtöredékek) az üledékes lemezességnek megfelelően irányítottak. A durvább szemcseméretű, gradált homokkövek rosszul osztályozottak. A vázalkotó szemcsék közül az NCE csoport elsősorban kvarcból, alárendelten káliföldpátból (kb. 180 μm), metamorf kőzettörmelékből, rétegszilikátokból (muszkovit, kloritosodó biotit), akcesszóriákból, továbbá terrigén eredetű, szenesedett vagy kovásodott növénymaradványokból áll (*2. ábra, c, e–f*). A szögletes vagy gyengén koptatott, monokristályos (Qm) és polikristályos (Qp) kvarcszemcsék mérete 50–500 μm között változik, átlagosan 150 μm. A Qp általában több, szutúrás érintkezésű alkristályból áll; alárendelten mikrokristályos tűzkőszemcsék is előfordulnak. Az átlagos szemcseméret csökkenésével megnövekszik a Qm mennyisége (Qm>>Qp). A kvarcból és szericitből álló, valószínűleg metamorf eredetű (kvarcit?) kőzettörmelékszemcsék mérete 80–160 μm. Az akcesszórikus ásványok között rutil, turmalin és cirkon (20–80 μm) ismerhető fel. A CI csoportot bioklasztok alkotják: uralkodnak az echinodermata-vázelemek (elsősorban crinoidea-nyéltagok, ritkábban echinoidea-tüske) amelyek mérete átlagosan 250–350 μm, maximálisan 600–1500 μm, továbbá az 50–100 μm széles, maximálisan 2 mm hosszú kagyló-, illetve brachiopoda-héjtöredékek (*2. ábra, e–f*). A további vázelemeket a változó mennyiségben, de általánosan megjelenő foraminiferák (*2. ábra, f*) és ostracodák (260–450 μm), valamint a rossz megtartású bryozoa-töredékek alkotják. Az átkristályosodott szivacstűk besorolása (CI vagy NCI, esetleg mindkettő) nem egyértelmű, noha belső szerkezetük helyenként felismerhető; a peremi részen, illetve a központi csatornában rendre kova – pátos kalcit, kova – mikrites kalcit, pátos kalcit – mikrites kalcit, esetleg piritkitöltés különíthető el. Az NCI csoportba a bioklasztokban üregkitöltőként, apró framboidális halmazokban, illetve 20–100 μm-es sajátalakú kristályok formájában megjelenő autigén opakásványok (pirit) sorolhatók (*2. ábra, d*).

A Mecseknádasdi Homokkő Formációt képviselő aprószemcsés homokkőben a mátrixot és a cementet szintén mikrites kalcit, limonit és agyagásványok alkotják. A szemcsék közepesen osztályozottak (*3. ábra*), továbbá a laminációnak megfelelően orientáltak. Az NCE csoport elsősorban kvarcból, alárendelten káliföldpátból (mikroklin, 240–300 μm), poliszintetikusan ikres plagioklászból, metamorf kőzettörmelékből, muszkovitból, akcesszóriákból, továbbá terrigén növénymaradványokból áll. A szögletes vagy gyengén koptatott Qm és Qp szemcsék (Qm>Qp) mérete 100–300 μm között változik. A Qp általában sok, szutúrás érintkezésű alkristályból áll, azonban alárendelten egyensúlyi kristályosodást jelző (egyenes határvonalú alszemcsék, 120°-os érintkezési szögekkel) Qp is előfordul. Az akcesszórikus ásványokat sajátalakú, koptatatlan turmalin (kb. 80 μm), rutil, sajátalakú

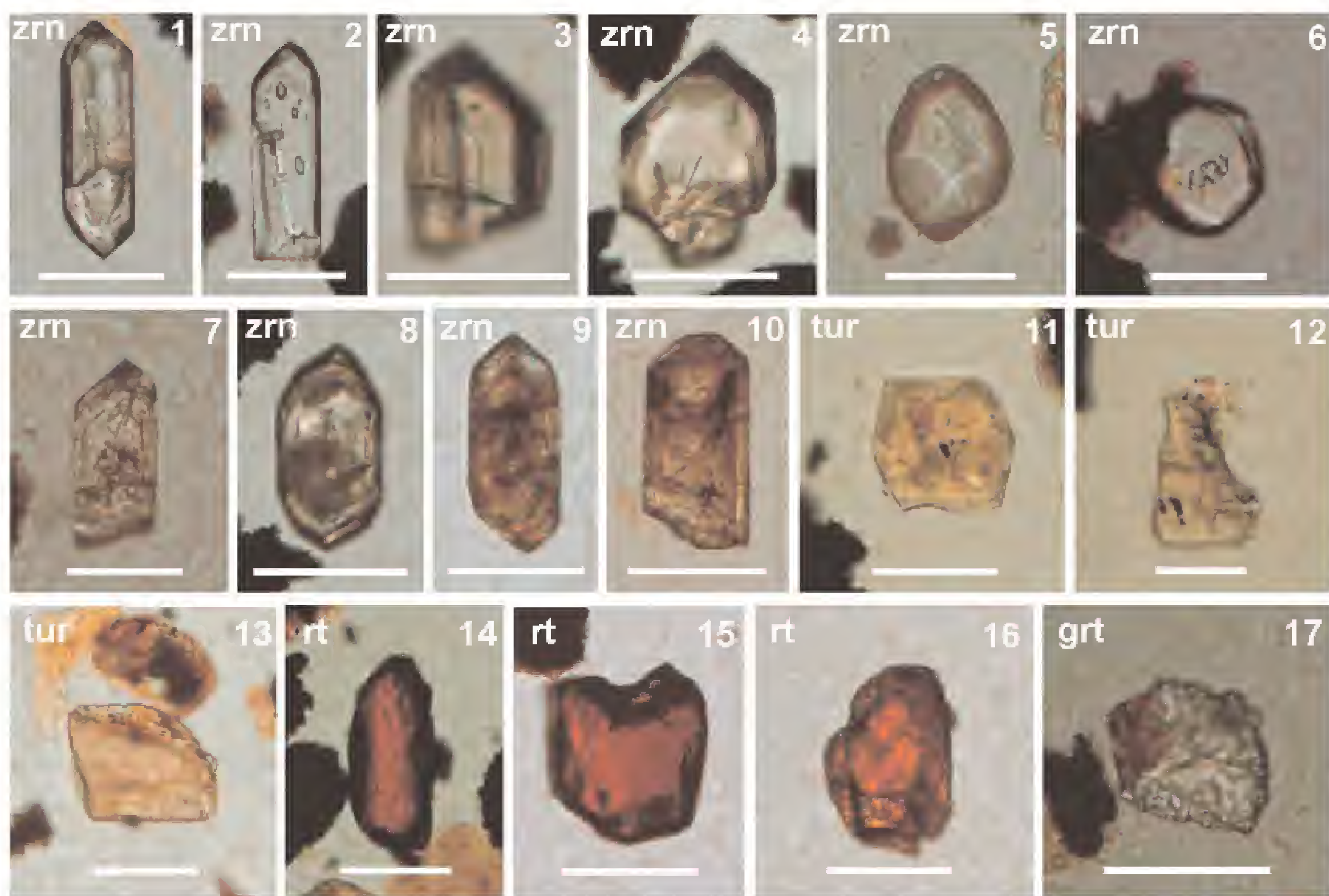
(gyakran törött) vagy közepesen koptatott, barnás árnyalatú, zónás cirkon és gránát képviseli. A CI csoportban uralkodnak a szelektíven kovásodott szivacstűk (átmérőjük 40–160 μm), amelyek belső szerkezete gyakran felismerhető; kisebb mennyiségben echinodermata-vázelemek (elsősorban crinoidea-nyéltagok), kagyló-, illetve brachiopoda-héjtöredékek, foraminiferák és ostracodák fordulnak elő. Az NCI csoportot a hintetten, továbbá bioklasztokban üregkitöltőként, sajátalakú kristályok formájában megjelenő autigén opakásványok (pirit), illetve limonitos pszeudomorfózák képviselik. Az autigén pirit mennyisége jóval kevesebb, mint az Óbányai Aleurolit Formációból vizsgált hibrid arenitekben.

Nehézásvány-vizsgálati eredmények

Kevert karbonátos – sziliciklasztos turbiditek

Az Óbányai Aleurolit Formációból származó hibrid arenitek (nehézásvány-tartalom <1%) átlátszó nehézásványai között a cirkon, a turmalin és az apatit mennyisége a meghatározó. A cirkonkristályok között színtelen, sajátalakú, koptatatlan szemcsék és kristálytöredékek, zárványdús kristályok, illetve közepesen koptatott szemcsék egyaránt előfordulnak (*4. ábra, 1–6. kép*), azonban a sajátalakú, zavaros rózsaszínű, „idős" cirkonszemcsék mennyisége az uralkodó. Ezek a szemcsék gyakran zónás belső szerkezetűek, továbbá kerekített, olykor „rostos" felszínű idősebb magot tartalmaznak (*4. ábra, 7–10. kép*). A homogén belső szerkezetű turmalinszemcsék között optikailag elkülöníthetők a magmás (nagyméretű, prizmás termetű, rózsásbarna–zöldes pleokroizmusú), illetve metamorf eredetre utaló (kisméretű, színtelen–barnás pleokroizmusú, szerves zárványokat tartalmazó) szemcsék (vö. KRYNINE 1946). Koptatott (áthalmozott eredetre utaló) szemcsét nem találtunk (*4. ábra, 11–13. kép*). Alárendelten rutil, gránát és staurolit szintén előfordul (*4. ábra, 14–17. kép*).

A Mecseknádasdi Homokkő Formációt képviselő FA–64 minta nehézásvány-tartalma 0,28%; az autigén opak szemcsék (pirit utáni vasoxid-ásványok) mennyisége 20–30%, terrigén eredetű opak szemcséket nem találtunk. Az átlátszó nehézásványok között a cirkon, a turmalin, a gránát és a rutil

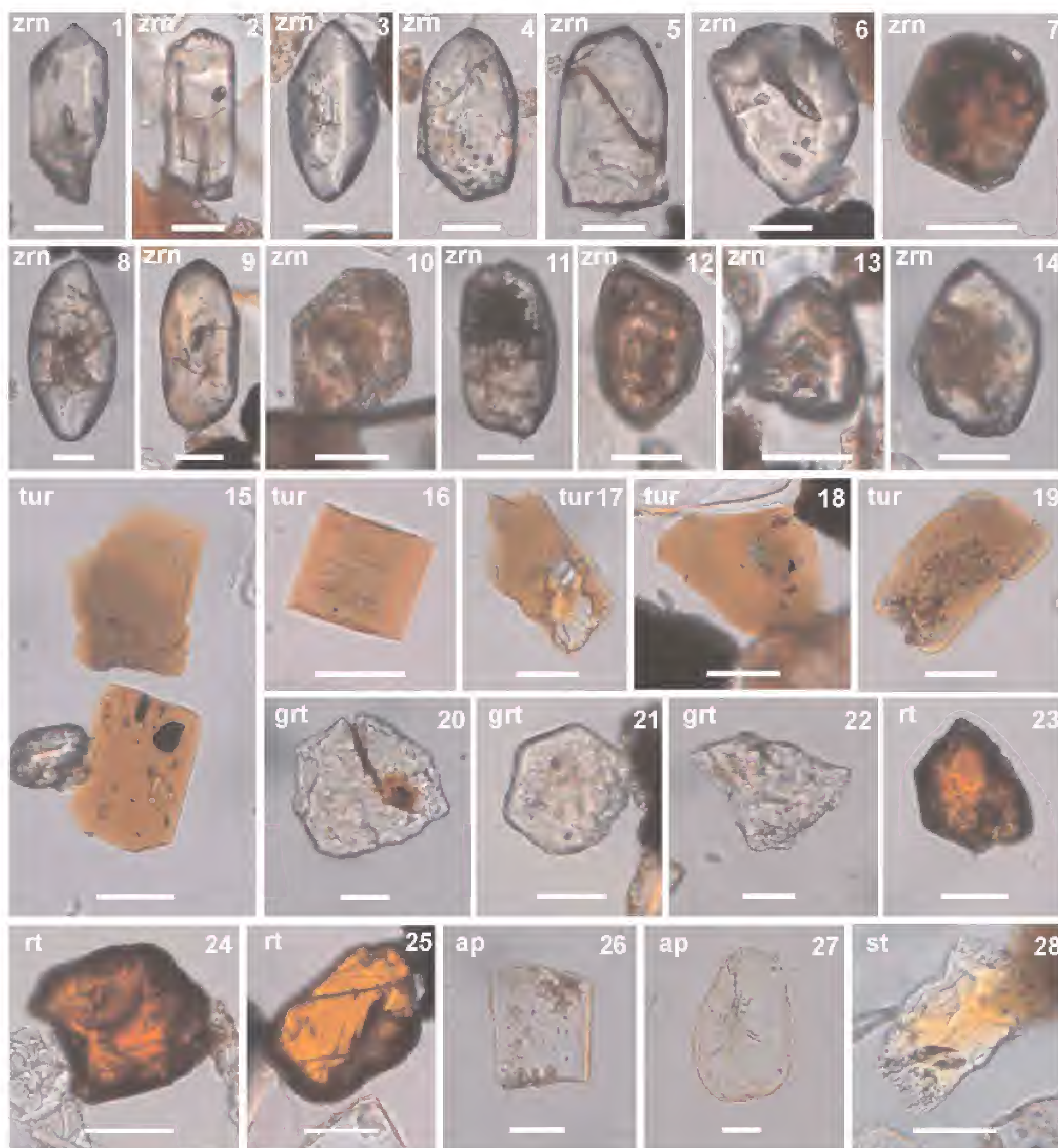


4. ábra. Nehézásványok az Óbányai Aleurolit Formáció alsó-toarci szakaszából, hibridarenit-minták (átesőfényes mikroszkópi képek, immerzió, n=1,66; a skála 100 μm-nek felel meg)

Cirkon (zrn): 1, 3, 4 – sajátalakú szemcse, 2 – zárványdús sajátalakú szemcse, 5, 6 – szemcse kissé lekerekített élekkel, 7–10 – rózsaszínű cirkon oszcillációs zónákkal; *turmalin (tur):* 11, 12 – sajátalakú, prizmás termetű szemcse zárványokkal, 13 – ép, sajátalakú szemcse; *rutil (rt):* 14, 15 – vörösbarna szemcse, 16 – narancssárga szemcse; 17 – gránát (grt)

Figure 4. *Heavy minerals occurring in the Lower Toarcian part of the Óbánya Siltstone Formation, hybrid arenite samples (optical photomicrographs, immersion, n=1.66, scale bar = 100 μm)*

Zircon (zrn): *1, 3, 4 – euhedral grain, 2 – euhedral grain with numerous inclusions, 5, 6 – moderately rounded grain, 7–10 – pink zircon with oscillatory internal zoning;* tourmaline (tur): *11, 12 – euhedral, prismatic grain with numerous inclusions, 13 – euhedral grain;* rutile (rt): *14, 15 – reddish-brown grain, 16 – yellowish-orange grain; 17 – garnet (grt)*



5. ábra. Nehézásványok a Mecseknádasdi Homokkő Formáció felső-pliensbachi szakaszából, hibrid arenit, FA-64 minta (átesőfényes mikroszkópi képek, immerzió, n=1,66; a skála 50 μm-nek felel meg)

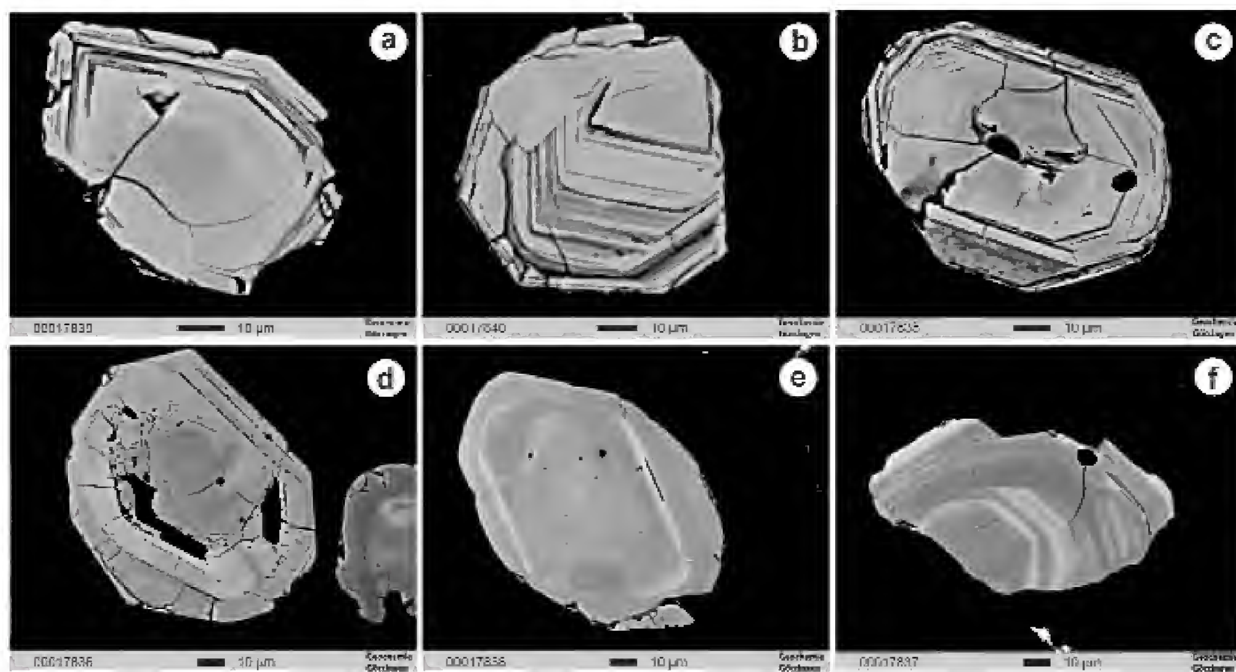
Cirkon (zrn): 1, 2 – sajátalakú szemcse zárványokkal, 3-6 – közepesen kerekített szemcse, 7-14 – vörös vagy rózsaszínű cirkon oszcillációs zónákkal metamiktesedett mag körül; *turmalin (tur):* 15-18 – koptatatlan prizmás szemcse zárványokkal, 19 – koptatott szemcse; *gránát (grt):* 20-22 – koptatatlan szemcse; *rutil (rt):* 23, 24 – vörös szemcse, 25 – narancssárga szemcse; *apatit (ap):* 26 – koptatatlan szemcse, 27 – közepesen koptatott szemcse; 28 – staurolit (st)

Figure 5. *Heavy minerals occurring in the Upper Pliensbachian part of the Mecseknádasd Sandstone Formation, hybrid arenite, sample FA-64 (optical photomicrographs, immersion, n=1.66, scale bar = 50 μm)*

Zircon (zrn): *1, 2 – euhedral grain with inclusions, 3-6 – moderately rounded grain, 7-14 – red or pinkish zircon with oscillatory internal zoning, overgrowing a metamict core;* tourmaline (tur): *15-18 – unrounded prismatic grain with numerous inclusions, 19 – rounded grain;* garnet (grt): *20-22 – unrounded grain;* rutile (rt): *23, 24 – red grain, 25 – yellowish-orange grain;* apatite (ap): *26 – unrounded grain, 27 – moderately rounded grain; 28 – staurolite (st)*

mennyisége a meghatározó (*5. ábra, 1–25. kép*). Kisebb mennyiségben apatit, staurolit (*5. ábra, 26–28. kép*) és monacit is előfordul. A sajátalakú vagy közepesen lekerekített, gyakran zárványokat tartalmazó cirkonkristályok nyúltsága 1:8 és 1:3 között változik. Egyes vörös vagy rózsaszínű kristályok idősebb, helyenként metamiktesedett magból és továbbnövekedési zónákból épülnek fel (*5. ábra, 7–14. kép*). A BSE képek alapján a cirkonkristályokat elsődlegesen oszcillációs zónásság jellemzi, e belső szerkezetek azonban gyakran társulnak éles vagy elmosódott határvonalú, széles, halvány, többnyire homogén belső felépítésű zónákkal (*6. ábra*). A turmalint zömmel a koptatatlan, színtelen–barnás pleokroizmusú, homogén felépítésű (nem színzónás) kristályok képviselik, a zónás kristályok mennyisége alárendelt (*5. ábra, 15–19. kép*). A staurolitprizmák végein jellegzetes fűrészfogszerű maratódás ismerhető fel (*5. ábra, 28. kép*).

2007) — az autigén opak szemcsék mennyisége kiemelkedő (80–90%), amelyeket valószínűleg pirit utáni vasoxid-ásványok alkotnak. Terrigén eredetű opak szemcséket (pl. magnetit, ilmenit) nem találtunk. Ezt erősítik meg a pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések: a feketepalában hintetten sajátalakú (oktaéderes) kristályok vagy framboidok formájában, illetve a bioturbációra visszavezethető üregekben jelentős mennyiségű autigén pirit mutatható ki (*7. ábra*). Az átlátszó nehézásványok között (a csillámoktól eltekintve) a cirkon részaránya 50–60% közötti. A cirkonkristályok gyakran zárványokat tartalmaznak, éleik rendszerint kissé lekerekítettek, nyúltságuk 1:8 és 1:3 között változik. A teljesen koptatatlan, ép kristályélekkel rendelkező, valamint az erősen kerekített cirkonszemcsék részaránya egyaránt alárendelt (*8. ábra, a, 1–5. kép*). Egyes kristályok idősebb — koptatott vagy sajátalakú — magból és továbbnövekedési zónából épülnek



6. ábra. A cirkonkristályok jellegzetes belső szerkezete visszaszórt elektron- (BSE) képeken, FA-64 minta

a–b) Sajátalakú cirkonkristályok magmás eredetű, finom oszcillációs zónássággal; c–d) Magmás eredetű oszcillációs zónásság feltehetően metamiktesedett mag körül, amelyre a koncentrikusan futó repedések utalnak; e) Enyhén kerekített cirkonkristály, széles, halvány, sávszerű zónákkal, melyet egy keskeny, Hf- és U-gazdag zóna, és egy szélesebb, homogén külső zóna szegélyez. A szemcse körvonala és elmosódott zónái metamorf növekedésre vagy átkristályosodásra utalnak; f) Többszöri növekedésre utaló zónás szemcse rezorpcióval és továbbnövekedéssel

Figure 6. *Typical internal structure of zircon grains (back-scattered electron images; BSEI), sample FA-64*

a–b) Euhedral zircon grains with well-developed magmatic oscillatory zoning; c–d) Grains with magmatic oscillatory zoning, overgrowing a presumably metamict core (note radial pattern of cracks); e) Slightly worn/resorbed zircon grain with broad, faint bands of zoning, rimmed by a narrow concentric bright (U-, Hf-rich) zone and a broader homogeneous zone. Grain outline and faint zones suggest growth or recrystallization during metamorphism; f) Zircon with multiple growth episodes revealing resorption and continued growth

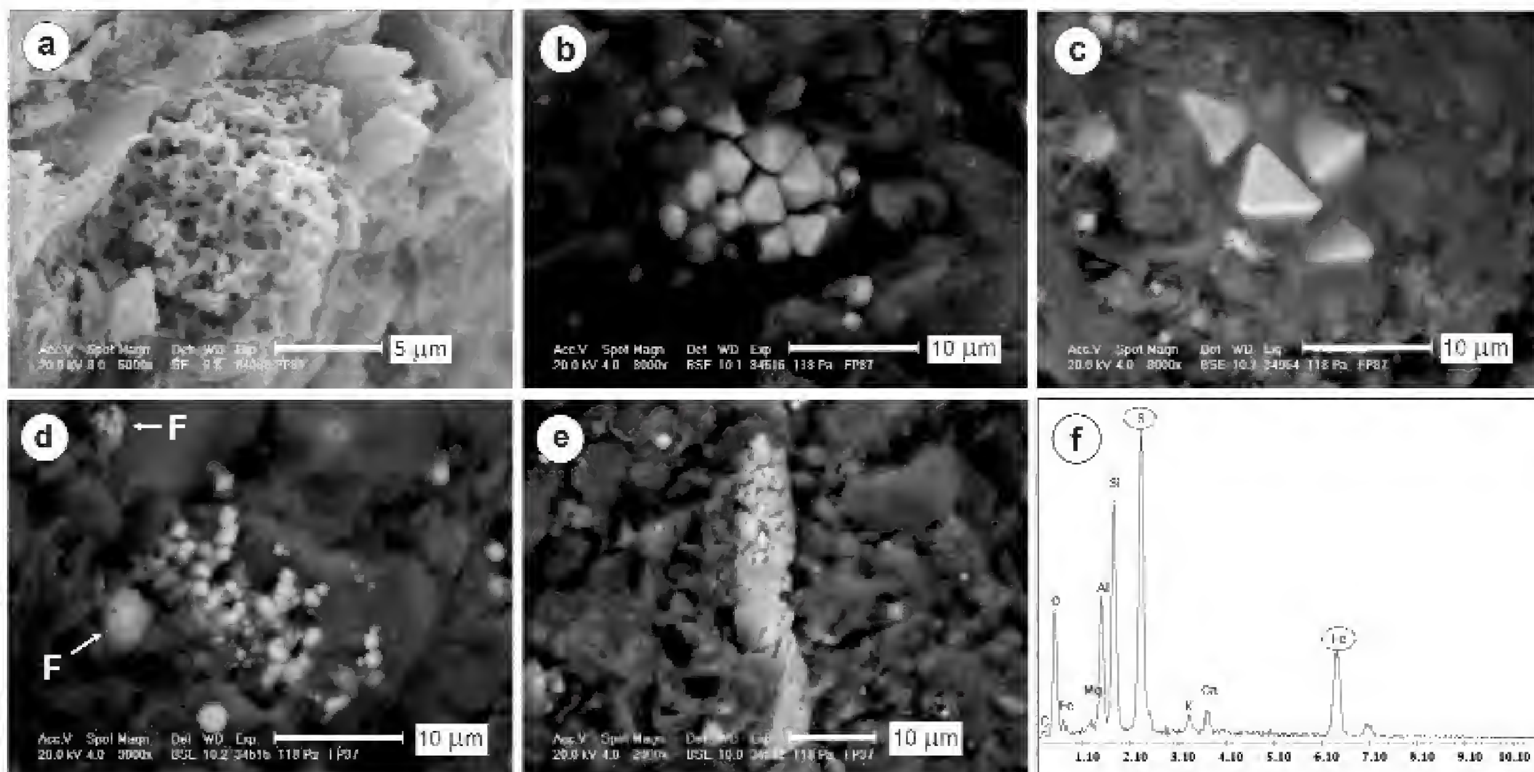
Kémiai összetétele alapján valamennyi vizsgált turmalinkristály jól leírható a drávit–sörl elegyedési sor tagjaként, de emellett kimutatható mennyiségben épül be rácsukba számos további kation is: Ca^{2+}, K^{+}, Ti^{4+}, Mn^{2+}, Zn^{2+} és V^{3+} (*I–II. melléklet*). A homogén és a zónás kristályok zöme egyaránt drávitgazdag összetételt tükröz. Az utóbbiak esetében a mag (vagy belsőbb zóna) és a szegély nem mutat lényeges eltérést. A gránát általában almandinban gazdag (60–80%), spessartintartalma 2–20% között változik, pirop-, illetve grosszulártartalma a 20%-ot ritkán haladja meg (*III.* és *V. melléklet*).

Feketepala

A szelvény alsó szakaszából gyűjtött laminált feketepala nehézásvány-tartalma 0,26%. A nehézásványok között — a nagy szervesanyag-tartalomnak megfelelően (VARGA et al. 2007) — az autigén opak szemcsék...

fel (*8. ábra, a, 6–9. kép*). A BSE képek alapján egyértelműen azonosítható a cirkonkristályok elsődleges oszcillációs zónássága (*8. ábra, b*); azonban a helyenként megszakadó zónásság (homogén domének), illetve a kissé kerekített kristályokban gyakori széles, halvány zónák utólagos homogenizációt (termális átkristályosodás) tükröznek (*8. ábra, c*). A feketepalában az apatit kristályainak felszíne gyakran korrodált; ez egyaránt lehet elsődleges, vagy utólagos bélyeg, amit a felszínközeli savas mállás okozhatott (*8. ábra, a, 10. kép*). A rutil, a turmalin (homogén vagy zónás belső szerkezetű, elsősorban optikailag metamorf eredetű) és a gránát mennyisége alárendelt, míg a kloritoid rendkívül ritka.

A turmalinkristályok kémiai összetétele nagyon hasonló a hibridarenitből szeparált szemcsék összetételéhez, a zónás kristályok magjában (vagy belsőbb zónájában) és szegé-

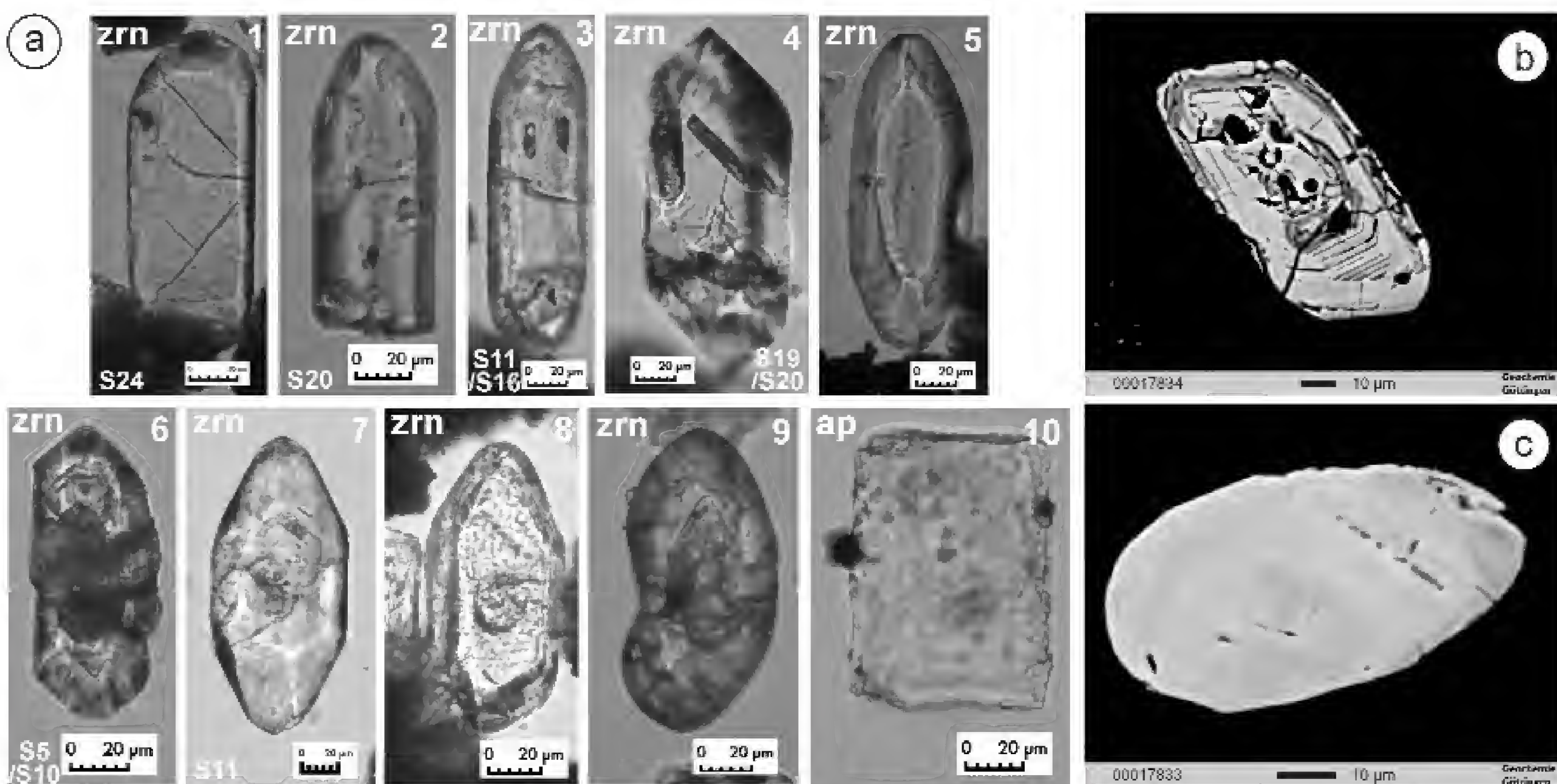


7. ábra. SEM felvételek az autigén piritről

a) Rossz megtartású framboidális pirit, szekunder elektronkép (SEI); b–c) oktaéderes piritkristályok, BSEI felvétel; d) BSEI felvétel a framboidális piritről és a pirit kristályokról. Jól látható a framboidok és az őket alkotó krisztallitok változó mérete; e) életnyomot kitöltő pirithalmaz és környezetének BSEI felvétele, továbbá f) energiadiszperzív röntgenspektruma

Figure 7. *SEM micrographs illustrating the authigenic pyrite*

a) A badly preserved framboid pyrite, secondary electron image (SEI) micrograph; b–c) Octahedral pyrite crystals, BSEI micrograph; d) BSEI micrograph of pyrite framboids (F) and crystals. It is well visible in this frame the different size of the framboids, and of the crystallites composing them; e) a pyrite aggregate infilling the internal porosity of a trace fossil (BSEI) and f) its sorrundings with the EDS spectrum



8. ábra. Nehézásványok a feketepalából, Óbányai Aleurolit Formáció alsó-toarci szakasza

a) Átesőfényes mikroszkópi képek (immerzió, n=1,66; a skála 20 µm-nek felel meg). *Cirkon (zrn):* 1 – sajátalakú szemcse, 2-4 – zárványdús sajátalakú szemcse, 5 – szemcse kissé lekerekített élekkel, 6-8 – sajátalakú szemcse idős, gömbölyített maggal, 9 – „S"-típusú mag lekerekített, metamorf továbbnövekedéssel; 10 – apatit (ap)

b) Cirkon helyenként megszakadó, magmás eredetű, finom oszcillációs zónássága urángazdag, átöröklött mag körül (BSE kép)

c) Kissé kerekített cirkonkristály széles, diffúz határvonalú, halvány oszcillációs zónákkal (BSE kép). Homogenizációját a metamorfózis során végbemenő termális átkristályosodás eredményezte

Figure 8. *Heavy minerals from the black shale, Lower Toarcian part of the Óbánya Siltstone Formation*

a) Optical photomicrographs (immersion, n=1.66; scale bar = 20 µm). Zircon (zrn): *1 – euhedral grain, 2-4 – euhedral grain with numerous inclusions, 5 – moderately rounded grain, 6-8 – euhedral grain with an old rounded core, 9 – zircon with core-rim texture showing metamorphic overgrowths; 10 – apatite (ap)*

b) A zircon grain with well-developed, locally truncated magmatic zoning, overgrowing a U-rich metamict core (BSEI)

c) A subrounded zircon grain of faint, broad oscillatory zoning with diffuse zone boundaries typical of zircon subject to thermal recrystallization during metamorphism (BSEI)

lyében meghatározott kémiai összetétel sem mutat lényeges eltérést (*I. melléklet*). A gránát általában Fe-gazdag (Alm>65%), változó Mn- (Sps=2–25%) és kis Ca- (Grs=3–16%), illetve Mg- (Prp=1–14%) tartalommal (*IV. melléklet*).

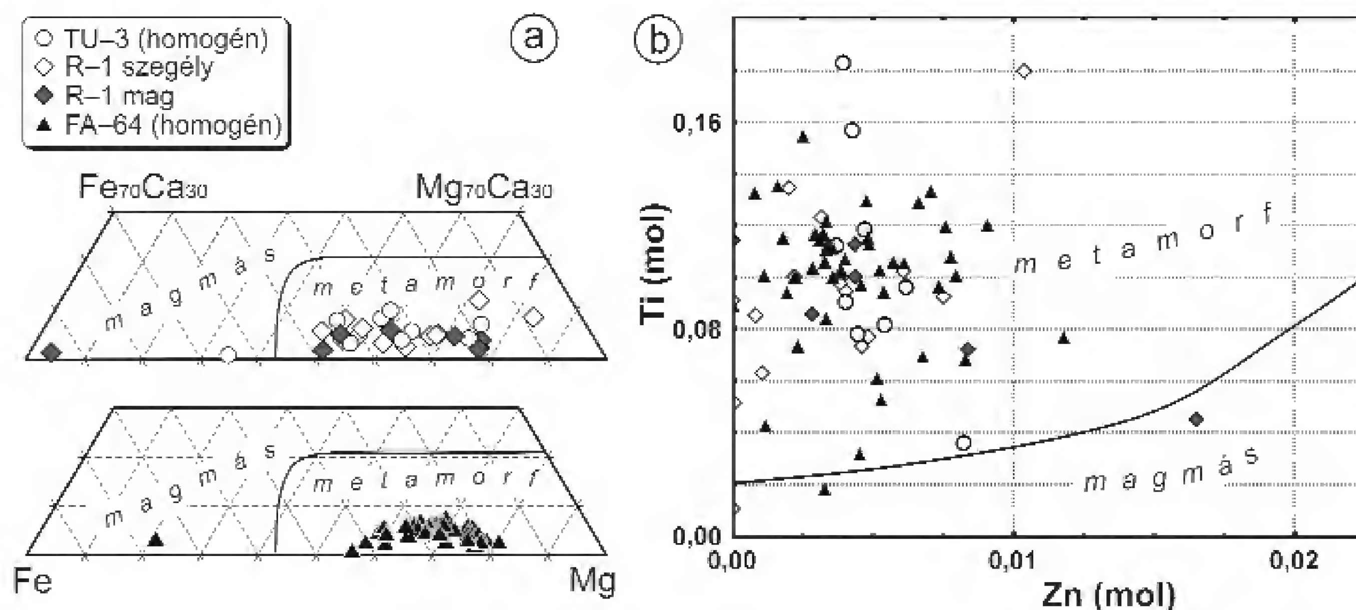
Diszkusszió

A lehordási terület általános jellemzése

Az Óbányai Aleurolit és a Mecseknádasdi Homokkő Formáció hibrid arenitjeinek vázalkotó szemcséi (nagy mennyiségű szutúrás Qp, metamorf kőzettörmelék), illetve a muszkovit jelenléte arra utalnak, hogy a lehordási területen végbemenő erózió elsősorban metamorf (metapszammit/metafelzit) kőzetegyütteseket érintett (GÖTZE & ZIMMERLE 2000, GARZANTI & VEZZOLI 2003). Az Óbányai Aleurolit Formáció nehézásvány-együttesét döntően cirkon és turmalin, valamint apatit, rutil, gránát, staurolit és kloritoid alkotja; a Mecseknádasdi Homokkő Formációt cirkon, turmalin, gránát, rutil, apatit, staurolit (monacit) együttes jellemzi. Ezen eredmények azt igazolják, hogy a forrásterület jelentős részét metamorf (döntően metapelites) kőzetek építették fel. A kis mennyiségben megjelenő mikroklin — és feltehetően a monacit és az apatit is — granitoid, illetve gneisz jelenlétére hívja fel a figyelmet a forrásterületen (pl. porfíros monzogránit, Mórágyi Formáció; szemesgneisz, Ófalui Formáció; FÜLÖP 1994, CSÁSZÁR 2005).

A cirkonkristályok külső (pl. koptatottság, morfológiai típus) és belső szerkezeti (pl. zónásság, idős mag, továbbnövekedés, átkristályosodás) változatossága több, eltérő fejlődéstörténetű forráskőzet egyidejű lepusztulását valószínűsíti. A kis mennyiségben megjelenő sajátalakú kristályok valószínűleg közvetlenül az elsődleges forráskőzetből szállítódtak a kora-jura üledékgyűjtő medencébe. A változó mértékben (gyengén–közepesen koptatott/rezorbeált szemcsék azonban valószínűleg idősebbek, áthalmozott üledékes, illetve metapelites eredetűek. Az erősen koptatott szemcsék alárendelt mennyisége alapján azonban valószínű, hogy a lepusztulási területen nem volt számottevő elterjedésben törmelékes üledékes kőzet a felszínen. Az oszcillációs zónásság általában a magmás kőzetekben kristályosodó cirkon jellegzetessége, (PIDGEON 1992; VAVRA 1993, 1994; CORFU et al. 2003), azonban azok a cirkonszemcsék, amelyekben a szabályos zónásság reliktumai foltszerű, „felhős" doménekkel együtt jelennek meg, az eredetileg magmás kristály metamorf körülmények közötti átalakulását jelzik (PIDGEON 1992, VAVRA et al. 1996). A lehordási terület kőzettani összetételének pontosítását és a két formáció összehasonlítását a továbbiakban a turmalin- és a gránátkristályok kémiai összetételére támaszkodva végezzük el.

Valamennyi vizsgált mintában a turmalinszemcsék uralkodóan koptatatlan jellege arra utal, hogy ezek a szemcsék nem szenvedtek üledékes áthalmozást, és forráskőzeteik közvetlen eróziójából származnak. A sörl–drávit sorozatnak megfelelő kémiai összetételük alapján granitoid (általában sörl típus) vagy metamorf forráskőzet (drávit típus) valószínűsíthető (HENRY & GUIDOTTI 1985, HENRY & DUTROW 1996). A zónás turmalinkristályok mag- és szegélyösszetétele közötti különbség nem számottevő, ami arra utal, hogy kristályosodásuk stabil metamorf körülmények között zajlott (vö. HENRY & DUTROW 1996). A turmalinszemcsék kémiai összetétele a Ca–Fe–Mg mezőre vetítve (*9. ábra, a*; HENRY & GUIDOTTI 1985) mind az Óbányai Aleurolitot képviselő Tu–3 és R–1 minták, mind a Mecseknádasdi Homokkőből származó FA–64 minta esetében metamorf eredetet bizonyít. A metamorf keletkezést támasztják alá a Zn- és Ti-koncentráció-értékek is (VIATOR 2003), a magmás eredetű turmalin aránya nem számottevő (*9. ábra, b*).

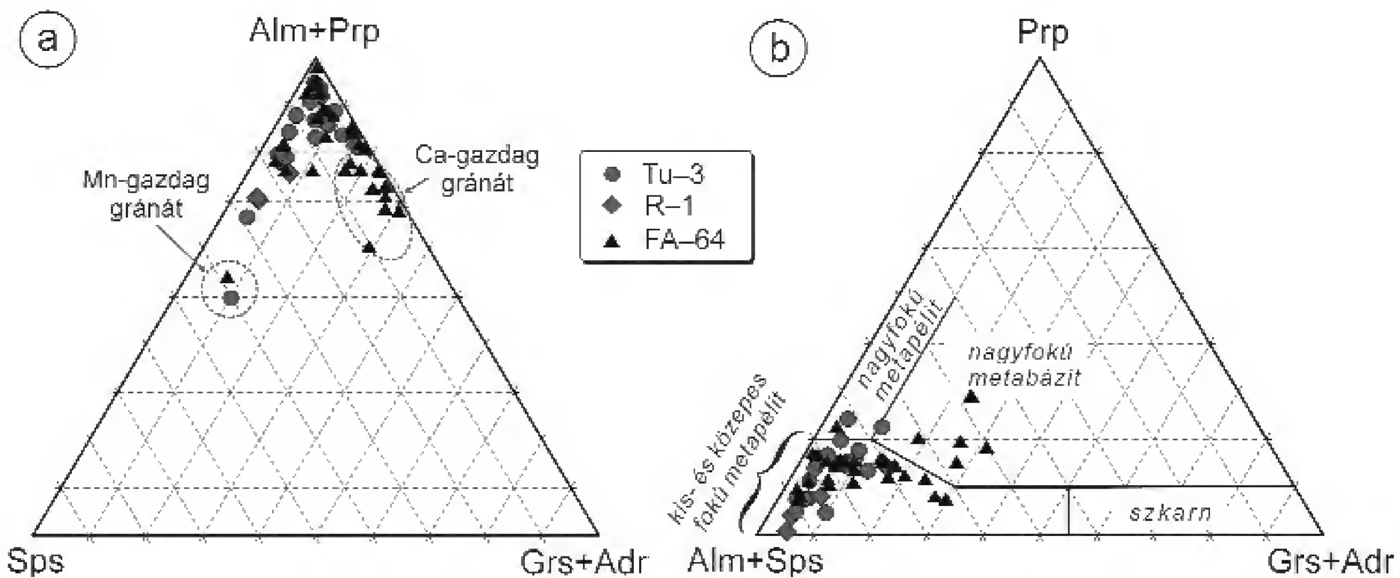


9. ábra. A turmalinkristályok kémiai összetétele és forráskőzete közötti kapcsolat

a) A szemcsék Ca-ban szegény, Mg-ban gazdag összetétele metamorf eredetet tükröz (HENRY & GUIDOTTI 1985 után, egyszerűsítve); b) A nyomelem-eloszlás, különösen az alacsony Zn-tartalom, szintén metamorf forrást valószínűsít (VIATOR 2003)

***Figure 9.** Source rock assignment of detrital tourmaline based on its chemistry*

a) Ca-poor, Mg-rich compositions of the crystals point to their metamorphic origin (simplified after HENRY & GUIDOTTI 1985); b) Trace element patterns confirm this assignment; Zn-poor compositions at variable Ti levels are particularly characteristic for metamorphic tourmaline (VIATOR 2003)



10. ábra. a) A vizsgált gránátszemcsék összetétele a Sps-(Alm+Prp)-(Grs+Adr) háromszögdiagramban; b) A gránátkristályok főelemösszetétele és metamorf forráskőzete közötti kapcsolat (MORTON et al. 2003)

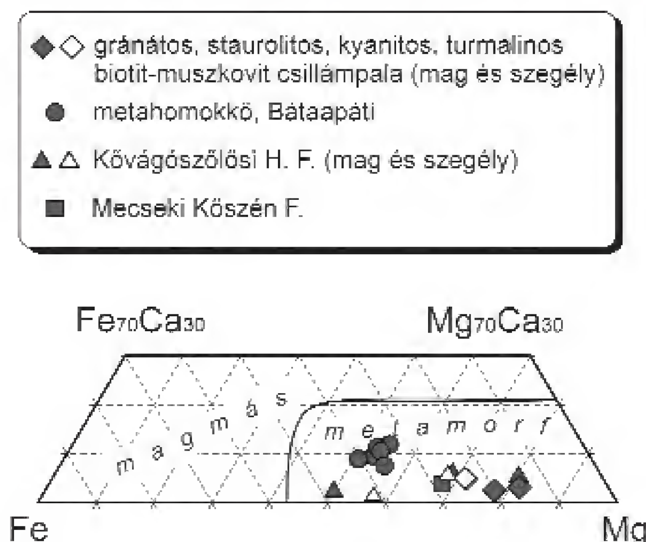
***Figure 10.** a) Compositions of studied garnets in the Sps-(Alm+Prp)-(Grs+Adr) ternary plot; b) Metamorphic source rock characteristics of garnet as deciphered from its major element chemistry (MORTON et al. 2003)*

A gránátkristályok között valamennyi képződményben az Alm-gazdag összetételűek uralkodnak, a Sps-molekula részaránya azonban változó és elérheti a 40%-ot (*10. ábra, a; III–V. melléklet*). A Mecseknádasdi Homokkőben — kis mennyiségben — Ca-ban és Mg-ban gazdag gránát szintén kimutatható (Grs=22–28%; Prp=15–29%; *10. ábra*). Az almandingazdag gránát széles körülmények között kristályosodik — az alsó amfibolit fáciesig terjedő metamorfitok, illetve esetenként peralumíniumos granitoidok kőzetalkotó ásványa (pl. MORTON et al. 2003) — ezért a lehordási terület értelmezéséhez csak korlátozottan használható fel. A Mn-gazdag gránát egyaránt köthető magmás vagy kisfokú metamorf kőzetekhez, mindamellett a regionális metamorfitokból származó gránát Mn-tartalma általában kisebb, mint a granitoidok és kontakt metamorfitok gránátjának Mn-tartalma (pl. KIRÁLY & TÖRÖK 2003 és a benne hivatkozott irodalmak). A vizsgált gránátkristályok főelemösszetétele és metamorf forráskőzete közötti kapcsolat feltárására az (Alm+Sps)–Prp–(Grs+Adr) diagramot (MORTON et al. 2003) alkalmaztuk (*10. ábra, b*). Az elemzett szemcsék többsége Barrow-típusú, kis-, illetve közepes fokú metapelitek lepusztulásából származhat; a forráskőzet gránátos csillámpala, gneisz és/vagy amfibolit lehetett. Nagyfokú metamorf (metabázit) eredetet tükröző (Prp- és Grs-molekulában gazdagabb) gránátkristályokat — kis mennyiségben — csak a Mecseknádasdi Homokkő tartalmaz (*10. ábra, b*). A nagyfokú metamorf körülmények között keletkezett gránát jellegzetessége a növekvő Mg-tartalom (MIYASHIRO 1953, MIYASHIRO & SHIDO 1973), a 20–30%-nál nagyobb Prp-tartalmú kristályok amfibolit (esetleg granulit) fáciesű forráskőzethez kapcsolhatóak.

Előzetes eredményeink alapján megállapítható, hogy a pliensbachi–alsó-toarci rétegsor terrigén komponense érett, felzikus összetételű kontinentális kéreg eróziójából származik. A lehordási terület felépítésében elsősorban Barrow-típusú kis-, illetve közepes fokú parametamorfitok, valamint — kisebb arányban — nagyfokú metabázitok (Mecseknádasdi Homokkő Formáció) és granitoidok vehettek részt.

Potenciális forráskőzetek

A Dél-Dunántúl kristályos aljzatát felépítő kőzetek ásványkémiai adatai közül turmalinelemzési eredményeket — ismereteink szerint — kizárólag TÖRÖK (1986) publikált. Ezen túlmenően a vizsgált terület metapelites és üledékes összleteiben szórványos adatok állnak csak rendelkezésre a törmelékes turmalinkristályok kémiai összetételéről (SZTANÓ et al. 1988, DANI et al. 1991, HORVÁTH et al. 2003b). A korábbi adatokat a Ca–Fe–Mg összetételi mezőben ábrázolva megállapítható, hogy valamennyi szemcse kémiai összetétele metamorf eredetet tükröz (*11. ábra*). A turmalinkristályokat általában a Mg-gazdag



11. ábra. A Dél-Dunántúlról származó metamorf, illetve törmelékes eredetű turmalinkristályok korábban publikált összetétele (HENRY & GUIDOTTI 1985 után, egyszerűsítve)

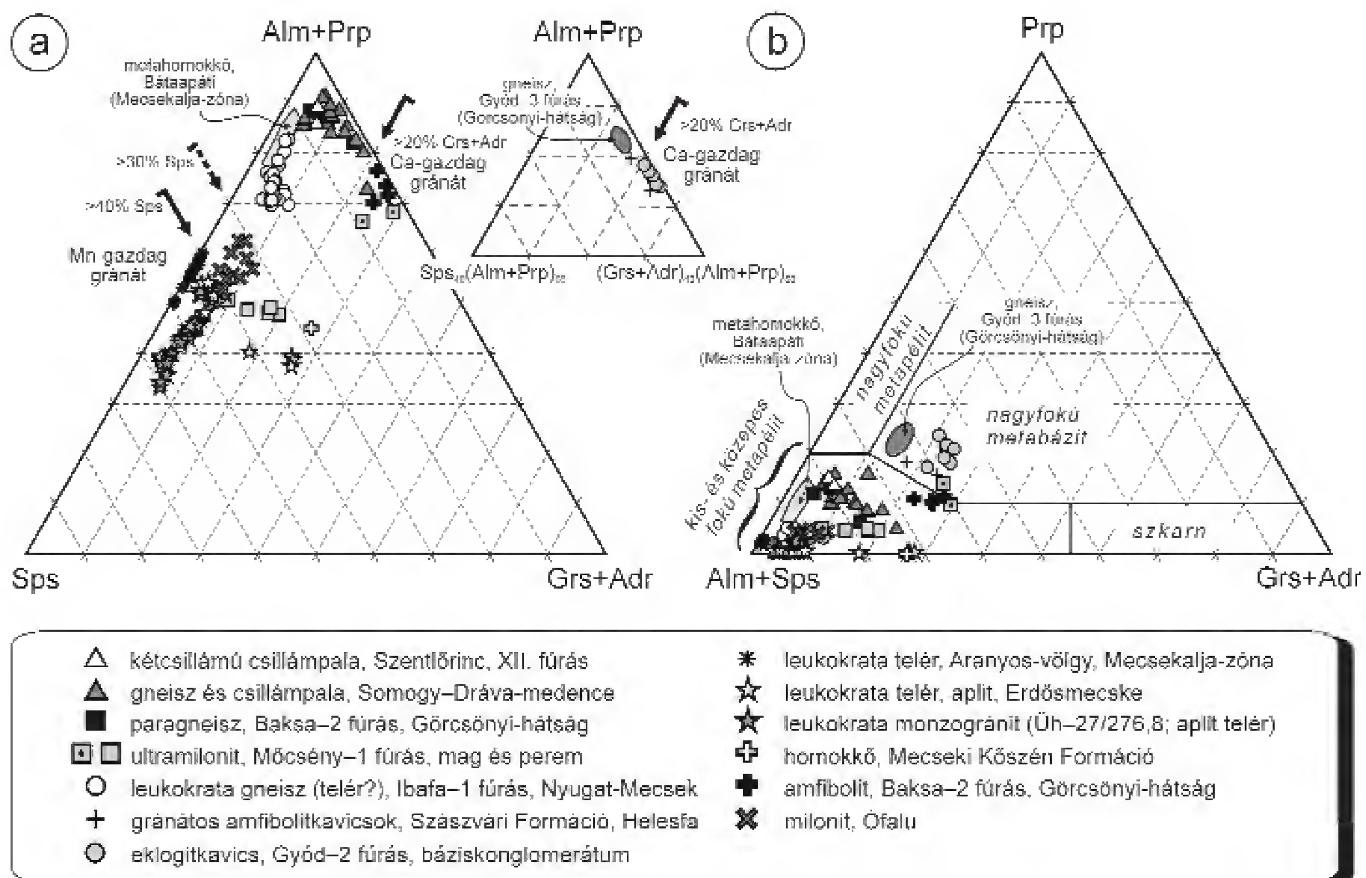
A feltüntetett kőzetek: csillámpala, XII. szerkezeti fúrás, Szentlőrinc (TÖRÖK 1986); metahomokkő, Bátaapáti, Ba-4/2 (HORVÁTH et al. 2003b); Kővágószőlősi Homokkő Formáció, törmelékes turmalin (SZTANÓ et al. 1988); Mecseki Kőszén Formáció, pécsbányai külfejtés, É-i bányaudvar É-i része, homokkő, törmelékes turmalin (DANI et al. 1991)

***Figure 11.** Previously published data of metamorphic and detrital tourmalines from southern Transdanubia (simplified after HENRY & GUIDOTTI 1985)*

Indicated rocks: mica schist, borehole No. XII, Szentlőrinc (TÖRÖK 1986); metasandstone, Bátaapáti, borehole Ba-4/2 (HORVÁTH et al. 2003b); Kővágószőlős Sandstone Formation, detrital tourmaline (SZTANÓ et al. 1987); Mecsek Coal Formation, Pécsbánya quarry (northern part), sandstone, detrital tourmaline (DANI et al. 1991)

(drávit szélsőtaghoz hasonló) összetétel jellemzi. A bátaapáti metahomokkőből származó szemcsék Ca-tartalma a legnagyobb, azonban a rendelkezésre álló kevés adat miatt ez a különbség nem tekinthető meghatározó jellemzőnek.

A gránát kémiai összetételét széles körben alkalmazták a dél-dunántúli metamorf (TÖRÖK 1986, 1990, 1992; ÁRKAI et al. 1999; LELKES-FELVÁRI et al. 2000; KIRÁLY 2002; HORVÁTH et al. 2003a), illetve magmás (KIRÁLY 2002, HORVÁTH et al. 2003b, KIRÁLY & TÖRÖK 2003) befoglaló kőzetek képződési körülményeinek a feltárására, ezért — a teljesség igénye nélkül — viszonylag nagy összehasonlító adatbázis állt rendelkezésünkre. A Dél-Dunántúlról származó kőzetek gránátjainak összetétele a Sps–(Alm+Prp)–(Grs+Adr) diagramban három fő csoportba sorolható (*12. ábra, a*). Az első csoportot az Alm+Prp csúcs közelében elhelyezkedő, Mn- és/vagy Ca-szegény gránátot tartalmazó kőzetek alkotják. Ide sorolhatók a Babócsai- és a Baksai-szubterrénum (Szlavóniai–Drávai-terrénum, Babócsai és Baksai Komplexum, illetve Görgetegi és Görcsönyi Kristályospala; FÜLÖP 1994, CSÁSZÁR 2005) — alapvetően Barrow-típusú metamorfitokból felépülő — kristályos aljzatát képviselő minták (gneisz és csillámpala; TÖRÖK 1986, 1990, 1992; ÁRKAI et al. 1999; KIRÁLY 2002). A Sps–(Alm+Prp)–(Grs+Adr) összetételi síkban ezekre a mintákra a 10%-nál kisebb Sps-, illetve a 20%-nál kisebb (Grs+Adr)-tartalom a jellemző. Önálló alcsoportként különülnek el a nyugat-mecseki gneiszből és a Mecsekalja-zónából, metahomokkőből származó Ca-szegény gránátkristályok (<10% Grs+Adr), amelyek Sps-tartalma általában 10–20% közötti (KIRÁLY 2002). A második csoportba a Baksai Komplexumból származó amfibolit- és eklogitminták gránátkristályai sorolhatók, amelyeket kb. 20%-nál nagyobb (Grs+Adr)-tartalom és 10%-nál kisebb Sps-tartalom jellemez (HORVÁTH et al. 2003a, M. TÓTH 2007, publikálatlan adatok). Hasonló összetételű továbbá a Mecsekalja-zónából származó ultramilonit gránátkristályainak a magja (LELKES-FELVÁRI et al. 2000). A harmadik fő csoportot a Mn-gazdag gránátot tartalmazó kőzetek

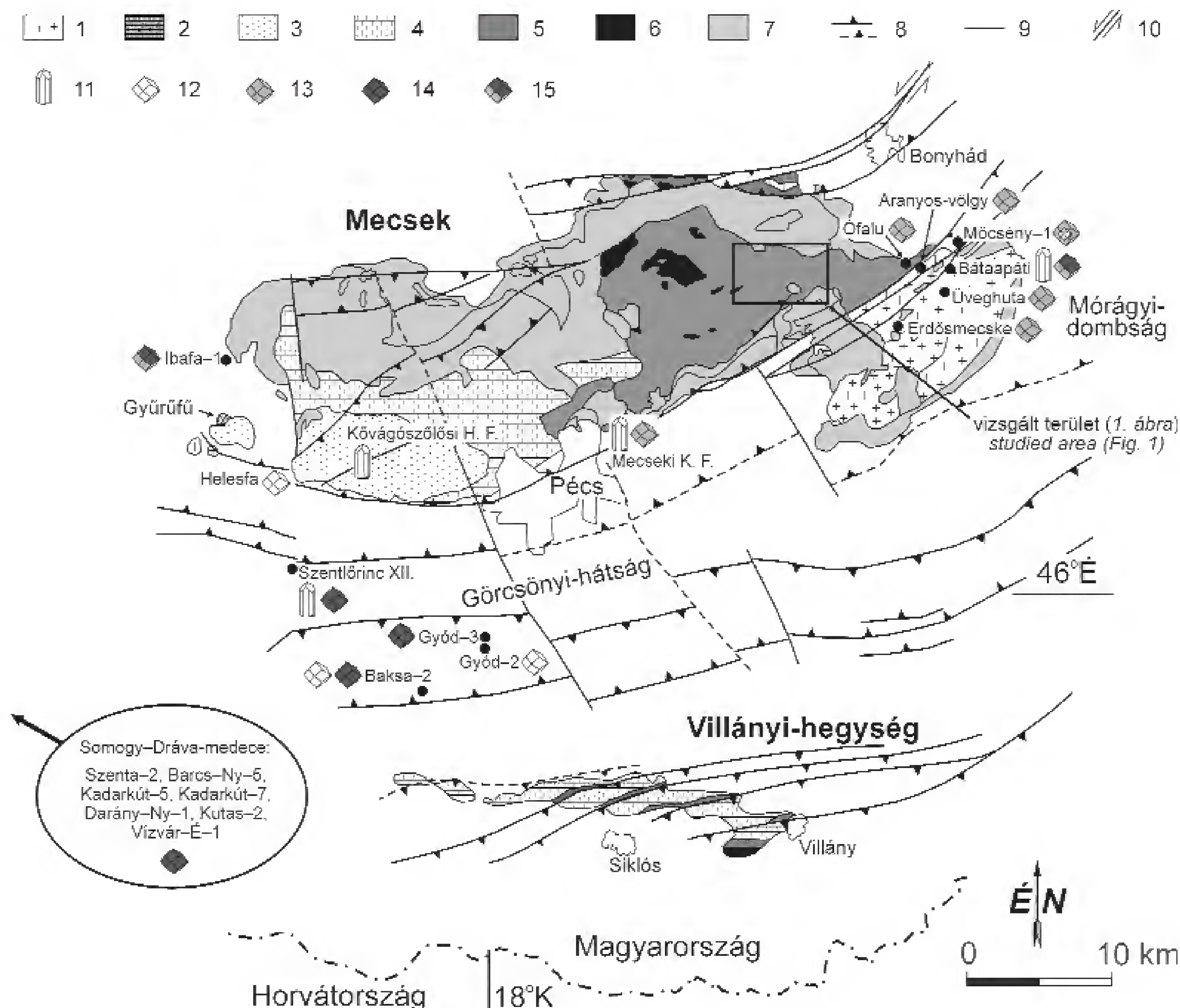


12. ábra. A Dél-Dunántúlról származó gránátkristályok összetétele. A szélsőtagok meghatározásánál MUHLING & GRIFFIN (1991) módszerét követtük. a) A gránátösszetétel a Sps-(Alm+Prp)-(Grs+Adr) háromszögdiagramban; b) A gránátkristályok főelemösszetétele és metamorf forráskőzete közötti kapcsolat (MORTON et al. 2003)

A feltüntetett kőzetek: csillámpala, XII. szerkezeti fúrás, Szentlőrinc (TÖRÖK 1986); gneisz és csillámpala, Somogy–Dráva-medence (TÖRÖK 1990, 1992); paragneisz, Baksa–2 fúrás (ÁRKAI et al. 1999); ultramilonit, Mőcsény–1 fúrás (LELKES-FELVÁRI et al. 2000); metahomokkő (Bátaapáti), gneisz, Gyód–3 és Ibafa–1 fúrás (KIRÁLY 2002); gránátos amfibolit- és eklogitkavics (HORVÁTH et al. 2003a); leukokrata telér (aplit, mórágyi granitoid), Aranyos-völgy és Erdősmecske (KIRÁLY 2002); leukokrata monzogránit (aplit telér), Üveghuta (HORVÁTH et al. 2003b); Mecseki Kőszén Formáció, pécsbányai külfejtés, É-i bányaudvar É-i része, homokkő, törmelékes gránát (DANI et al. 1991); amfibolit (Baksa–2 fúrás) és ófalui milonit (M. TÓTH 2007, publikálatlan adatok)

Figure 12. *Compositions of garnets from southern Transdanubia. End-member assignment follows MUHLING & GRIFFIN (1991). a) Compositions of garnets in the Sps-(Alm+Prp)-(Grs+Adr) ternary plot; b) Metamorphic source rock characteristics of garnet as deciphered from its major element chemistry (MORTON et al. 2003)*

Indicated rocks: mica schist, borehole No. XII, Szentlőrinc (TÖRÖK 1986); gneiss and mica schist, Somogy–Dráva basin (TÖRÖK 1990, 1992); paragneiss, borehole Baksa–2 (ÁRKAI et al. 1999); ultramylonite, borehole Mőcsény–1 (LELKES-FELVÁRI et al. 2000); metasandstone (Bátaapáti), gneiss, boreholes Gyód–3 and Ibafa–1 (KIRÁLY 2002); garnet amphibolite and eclogite pebbles (HORVÁTH et al. 2003a); aplitic dyke rocks of the Mórágy granitoid near Aranyos valley and Erdősmecske (KIRÁLY 2002); leucocratic monzogranite (aplite dyke), Üveghuta (HORVÁTH et al. 2003b); Mecsek Coal Formation, Pécsbánya quarry (northern part), sandstone, detrital garnet (DANI et al. 1991); amphibolite (borehole Baksa–2) and mylonite (Ófalu) (M. TÓTH 2007, unpublished data)



13. ábra. A Mecsek egyszerűsített földtani térképe NAGY (1968) alapján, CSONTOS et al. (2002) szerkezetföldtani adatainak felhasználásával

Jelmagyarázat: 1 – gránit; 2 – permi riolit (Gyűrűfű); 3 – perm; 4 – triász; 5 – jura; 6 – kréta; 7 – neogén; 8 – térképezett/feltételezett áttolódás; 9 – transzform vető; 10 – oldaleltolódás; 11 – metamorf, illetve törmelékes eredetű turmalinkristályok korábban publikált összetétele (l. 11. ábra); 12–15 – publikált gránátösszetételek (lsd. 12. ábra): 12 – Ca-gazdag gránát; 13 – Mn-gazdag gránát; 14 – Fe-gazdag gránát, 15 – Fe-Mn-gazdag gránát

***Figure 13.** Simplified geological map of the Mecsek Hills. modified after NAGY (1968) with structural geological data of CSONTOS et al. (2002)*

Legend: 1 – granite; 2 – Permian rhyolite (near Gyűrűfű); 3 – Permian; 4 – Triassic; 5 – Jurassic; 6 – Cretaceous; 7 – Neogene; 8 – thrust mapped/supposed; 9 – transfer fault; 10 – strike slip fault; 11 – previous published data of metamorphic and detrital tourmalines (see Figure 11); 12–15 – previous published data of garnets (see Figure 12): 12 – Ca-rich garnet; 13 – Mn-rich garnet; 14 – Fe-rich garnet; 15 – Fe-Mn-garnet

alkotják (*12. ábra, a*). Ezen belül a Mecsekalja-zónából származó milonitot és ultramilonitot (gránát perem) képviselő gránátok (LELKES-FELVÁRI et al. 2000, M. TÓTH 2007, publikálatlan adatok) Sps-tartalma a Sps–(Alm+Prp)–(Grs+Adr) összetételi síkban 30–40% közötti; míg a Mecsekalja-zónából és a mórágyi régióból, aplitokból származó gránátot általában 40% feletti Sps-tartalom jellemzi (KIRÁLY 2002, HORVÁTH et al. 2003b).

Az (Alm+Sps)–Prp–(Grs+Adr) diagramban (MORTON et al. 2003) mind a Mn- és/vagy Ca-szegény, mind a Mn-gazdag gránátot tartalmazó csoport mintái a kis- és közepes fokú metapelit forráskőzetnek megfelelő mezőbe esnek. A viszonylag nagy Ca-tartalmú és kis Mn-tartalmú minták (amfibolit, eklogit, gneisz a Gyód–3 fúrásból) nagyfokú metabázit eredetnek megfelelő összetételt tükröznek (*12. ábra, b*).

A vizsgált alsó-jura képződmények forrásterületének lokalizációja

A pliensbachi–alsó-toarci rétegsorból származó minták nehézásványainak és a potenciális forráskőzetek jellegzetes ásványainak kémiai összetételét összehasonlítva feltételezhető (*9–13. ábra*), hogy — mind a Mecseknádasdi Homokkő, mind az Óbányai Aleurolit képződményeinek felhalmozódásakor — a lehordási területen elsősorban gneisz és csillámpala eróziója zajlott. A nehézásvány-együttesben ezt a cirkon (kerekített, metamorf átkristályosodást jelző, illetve idős magot tartalmazó szemcsék), a turmalin, a Mn- és/vagy Ca-szegény gránát és a staurolit (± apatit és rutil) jelzi. Az alárendelten mindkét formációban megjelenő Mn-gazdag gránát granitoid kőzettípusok (pl. peralumíniumos gránitok, illetve késői differenciátumok, aplittelérek) lepusztulására utal, de származhat kisfokú retrográd metamorfitokból is. A

granitoidokhoz kapcsolható a sajátalakú cirkonkristályok és a monacit (± apatit) megjelenése, de ezen ásványok szintén származtathatóak regionális metamorfitokból. A pliensbachi Mecseknádasdi Homokkő Formáció nagyfokú, metabázisos forráskőzetre utaló gránátpopulációt tartalmaz, ami rokonítható a Görcsönyi-hátság területéről ismert amfibolit–eklogit kőzetegyüttessel (*13. ábra*). Figyelemre méltó, hogy az Óbányai Aleurolit Formáció alsó-toarci részének nehézásvány-együttesében ez a gránátpopuláció nem jelenik meg, ami egyrészt a fiatalabb képződmény disztális jellegének következménye lehet (a távolabbi üledékgyűjtő medencébe nem jutott el), másrészt a nagyfokú metamorfitok teljes eróziójával, vagy a vízgyűjtő–üledékszállító rendszer mintázatában a kora-toarcira bekövetkezett változással magyarázható.

A korábbi kutatások összefoglaló eredményei alapján a Görcsönyi Kristályospala (Baksai Komplexum, fontosabb kőzettípusok: kétcsillámú gneisz, kétcsillámú csillámpala, kloritpala, márvány, dolomárvány, eklogit; CSÁSZÁR 2005) kifejlődési területén a mikroklinképződéssel társult gránitosodás is aktív volt, illetve a késő orogén aplit benyomulásával kapcsolatos kontaktmetamorfózis a karbonátos kőzetekben grosszulárt és diopszidot tartalmazó szaruszirt zónát hozott létre (FÜLÖP 1994). Figyelembe véve (1) a koptatatlan nehézásványok (pl. turmalin) alapján feltételezhető kis szállítási távolságot; (2) a kora-krétában biztosan (CSÁSZÁR 2005) és a kora-jurában is nagy valószínűséggel a mecseki üledékgyűjtőtől — jelen orientáció szerint — délre elhelyezkedő, kristályos képződményekből felépülő szárazulatot (CSÁSZÁR et al. 2007), továbbá (3) az alsó-toarci rétegsor lerakódása során feltételezett intenzív kontinentális mállást (RAUCSIK & VARGA 2008a, 2008b), a vizsgált minták viszonylag stabil ásványokból álló nehézásvány-együttese a Görcsönyi-hátság irányából, illetve ahhoz hasonló összetételű terület eróziójából származhat.

Következtetések

Eredményeink alapján a mecseki pliensbachi–alsó-toarci rétegsor zagyárüledékekkel váltakozó, hemipelágikus kőzetegyüttesének (Mecseknádasdi Homokkő, illetve Óbányai Aleurolit Formáció) terrigén komponense érett, felzikus összetételű kontinentális kéreg eróziójából származik. A lehordási terület felépítésében elsősorban Barrow-típusú, kis-, illetve közepes fokú parametamorfitok, valamint — kisebb arányban — granitoidok vehettek részt. A Mecseknádasdi Homokkő Formáció nehézásvány-együttese alapján a lepusztulási térszínen nagyfokú metabázit eróziója szintén kimutatható. A sziliciklasztos törmelékanyag — jelen orientáció szerint — délies irányból, a Görcsönyi-hátság irányából, illetve ahhoz hasonló összetételű területről érkezhetett a kora-jura (késő-pliensbachi–kora-toarci) üledékgyűjtőbe. A lepusztulási terület kőzetegyütteseit döntően gneisz és csillámpala (amelyek a Görcsönyi Kristályospala Formációval rokoníthatók), alárendelten késői granitoid differenciátumok, továbbá amfibolit±eklogit alkothatták.

A rendelkezésünkre álló kisszámú összehasonlító adat alapján tágabb ősföldrajzi következtetések levonására egyelőre nincs lehetőség. Előzetes eredményeink azonban felhívják a figyelmet arra, hogy nagyobb mintaszám esetén az alsó-jura rétegsor nehézásvány-együttesének minőségi és mennyiségi összetételének vizsgálatával (pl. gránátkémiai adatok összehasonlítása) lehetőség nyílik a mecseki üledékgyűjtő ősföldrajzi kapcsolatának feltárására, továbbá a lehordási terület jellegében bekövetkező ősföldrajzi és őskörnyezeti változások követésére.

Köszönetnyilvánítás

A kutatómunka anyagi hátterét az OTKA T 047195 (témavezető: RAUCSIK Béla) és T 062468 (témavezető: CSÁSZÁR Géza) nyilvántartási számú témák biztosították. A mészvázú nannofossziliák meghatározásáért a szerzők Emanuela MATTIOLInak mondanak köszönetet. A környezeti pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokban ORAVETZ Dezső nyújtott segítséget.

Az üveghutai granitoid képződmények ásványkémiai vizsgálata során a metahomokkőből származó turmalin, továbbá a monzogránitból származó gránát kémiai összetételi eredményeit a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság engedélyével használtuk fel. A szerzők köszönetet mondanak BALLA Zoltánnak, KIRÁLY Editnek, KOROKNAI Balázsnak, M. TÓTH Tivadarnak és SZAKMÁNY Györgynek a munka különböző fázisai során nyújtott segítségükért.

Irodalom — References

ÁRKAI, P., HORVÁTH, P. & NAGY, G. 1999: A Clockwise P-T Path from the Variscan Basement of the Tisza Unit, Pannonian Basin, Hungary. — *Geologica Croatica* **52/2**, 109–117.

BALDANZA, A., BUCEFALO PALLIANI, R. & MATTIOLI, E. 1995: Lower Jurassic calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts of Hungary and their comparison with assemblages from Central Italy. — *Palaeopelagos* **5**, 161–174.

BOWN, P. R. 1987: Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic – Early Jurassic calcareous nannofossils. — *Special Papers in Palaeontology* **38**, 1-118.

CORFU F., HANCHAR J. M., HOSKIN, P. W. O. & KINNY, P. 2003: Atlas of zircon textures. — In: HANCHAR, J. M. & HOSKIN, P. W. O. (eds) Zircon. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **53**, 469–495.

CRITELLI, S., LE PERA, E., GALLUZZO, F., MILLI, S., MOSCATELLI, M., PERROTTA, S. & SANTANTONIO, M. 2007: Interpreting siliciclastic-carbonate detrital modes in foreland basin systems: An example from Upper Miocene arenites of the central Apennines, Italy. — In:

ARRIBAS, J., CRITELLI, S. & JOHNSSON, M. J. (eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. — *Geological Society of America Special Paper* **420**, 107–133.

CSÁSZÁR G. 2005: Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén. — Egyetemi tankönyv, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.

CSÁSZÁR G., GÖRÖG Á., GYURICZA GY., SIEGLNÉ FARKAS Á., SZENTE, I. & SZINGER B. 2007: A Vasasi Márga földtani, ősléntytani és üledékföldtani jellegei a Zsibrik és Ófalu közötti területen. — *Földtani Közlöny* **137/2**, 193–226.

CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J. & WÓRUM, G. 2002. Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **357**, 81–102.

DANI Z., GERMÁN J. & HALMÓCZKI SZ. 1991: A Mecseki Kőszén Formáció kőszéntelepei között települő homokkövek vizsgálata a Karolina-völgyben és a pécsbányai külfejtésben. — Terepgyakorlati jelentés, ELTE, Budapest, 23 p.

DULAI A., SUBA ZS. & SZARKA A. 1992: Toarci (alsójura) szervesanyagdús fekete pala a mecseki Réka-völgyben. — *Földtani Közlöny* **122/1**, 67–87.

FORGÓ L., MOLDVAY L., STEFANOVITS P. & WEIN GY. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–XIII. Pécs. — MÁFI kiadvány, Budapest

FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 275–321.

GALÁCZ A. 1991: A Mecsek-hegységi toarci fekete pala őslénytani vizsgálata. — *Kéziratos jelentés,* ELTE Őslénytani Tanszék, 1–32. (I–V. tábla)

GARZANTI, E. & VEZZOLI, G. 2003: A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. — *Journal of Sedimentary Research* **73/5**, 830–837.

GÖTZE, J. & ZIMMERLE, W. 2000: Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. — *Contributions to Sedimentary Geology* **21**, 1–91.

HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. — *American Mineralogist* **70**, 1–15.

HENRY, D. J. & DUTROW, B. L. 1996: Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. — In: ANOWITZ, L. & GREW, E. (eds.): Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. — *Mineralogical Society of America* **33**, 503–557.

HORVÁTH, P., KOVÁCS, G. & SZAKMÁNY, GY. 2003a: Eclogite and garnet amphibolite pebbles from Miocene conglomerates (Pannonian Basin, Hungary): implications for the Variscan metamorphic evolution of the Tisza Megaunit. — *Geologica Carpathica* **54/6**, 355–366.

HORVÁTH P., NAGY G., DEMÉNY A. & ÁRKAI P. 2003b: Kutatási jelentés az „Üveghutai granitoid képződményekből készült vékonycsiszolatok ásványfajtáinak elektron mikroszondás vizsgálatáról". — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 961.

KIRÁLY E. 2002: A Nyugat-Mecsek, a Görcsönyi-hátság, a Mecsekalja-zóna és a Mórágyi régió amfibol-tartalmú kőzeteinek fejlődéstörténete vékonycsiszolatos, elektron-mikroszondás és geokémiai vizsgálatok alapján. — Doktori értekezés, Kézirat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 182 p.

KIRÁLY, E. & TÖRÖK, K. 2003: Magmatic garnet in deformed aplite dykes from the Mórágy granitoids, SE-Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **46/3**, 239–254.

KRYNINE, P. D. 1946: The tourmaline group in sediments. — *Journal of Geology* **54/2**, 65–87.

LELKES-FELVÁRI, GY., ÁRKAI, P., FRANK, W. & NAGY, G. 2000: Late Variscan ultramylonite from the Mórágy Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/1**, 65–84.

MATTIOLI, E. & ERBA, E. 1999: Synthesis of calcareous nannofossil events in tethyan Lower and Middle Jurassic successions. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **105/3**, 343–376.

MIYASHIRO, A. 1953: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **4**, 179–208.

MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. 1973: Progressive compositional change of garnet in metapelite. — *Lithos* **6**, 13–20.

MORTON, A. C., ALLEN, M., SIMMONS, M., SPATHOPOULOS, F., STILL, J., HINDS, D., ISMAIL-ZADEH, A. & KROONENBERG, S. 2003: Provenance patterns in a neotectonic basin: Pliocene and Quaternary sediment supply to the South Caspian. — *Basin Research*, **15**, 321–337.

MUHLING, J. R. & GRIFFIN, B. J. 1991: On recasting garnet analyses into end-member molecules — revisited. — *Computers & Geosciences* **17/1**, 161–170.

NAGY, E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — *MÁFI Évkönyv* **51/1**, 198 p.

NÉMEDI VARGA Z. 1998: A Mecsek- és a Villányi egység jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 319–336.

PIDGEON, R. T. 1992: Recrystallisation of oscillatory zoned zircon, some geochronological and petrological implications. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 463–472.

RAUCSIK, B. & MERÉNYI, L. 2000: Origin and environmental significance of clay minerals in the Lower Jurassic formations of the Mecsek Mts, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 405–429.

RAUCSIK, B. & VARGA, A. 2002: Facies types, provenance and controls on the deposition of a mixed carbonate–siliciclastic sequence, Pliensbachian, Mecsek Mts. (Hungary). — *6th International Symposium on the Jurassic System, Mondello, Italy, Abstracts and Program,* 149–150.

RAUCSIK B. & VARGA A. 2008a: Az alsó-toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének ásványtani jellemzése (Óbányai Aleurolit Formáció, Mecsek hegység): őséghajlattani következtetések. — *Földtani Közlöny* **138/2**, 133–146.

RAUCSIK, B. & VARGA, A. 2008b: Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettangian–Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: an evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **265**, 1–13.

SZTANÓ, O., BODÓ, K., BARTHA, A. & GÁL-SOLYMOS, K. 1988: Electron microprobe analysis of tourmaline grains, Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **29**, 27–33.

TÖRÖK K. 1986: Adatok a Dél-Dunántúl kristályos aljzatának felépítéséhez. — Diplomadolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 75 p.

TÖRÖK, K. 1990: New data on the geothermometry and geobaromety of the Somogy–Dráva Basin, SW Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **31**, 13–23.

TÖRÖK K. 1992: A Somogy-Dráva-medence kristályos aljzatának kőzettani-geokémiai vizsgálata. — Kandidátusi értekezés, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 140 p.

VARGA A., RAUCSIK B., HÁMORNÉ VIDÓ M. & ROSTÁSI Á. 2007: Az Óbányai Aleurolit Formáció fekete palájának izotópgeokémiai és szénhidrogéngenetikai jellemzése. — *Földtani Közlöny* **137/4**, 449–472.

Mellékletek — Appendix

I. melléklet. Törmelékes turmalinkristályok kémiai elemzési eredményei (%) és számolt képlete, Óbányai Aleurolit Formáció

Appendix I. *Chemical composition (wt%) and structural formula of detrital tourmaline, Óbánya Siltstone Formation*

Minta	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	B_2O_3*	ZnO	FeO	MnO	V_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
TU3tur–1	35,03	0,77	31,06	10,40	0,05	4,67	0,00	0,04	8,96	0,66	2,52	0,04	94,20
TU3tur–2	34,21	0,90	34,13	10,46	0,03	6,60	0,03	0,09	6,07	1,20	1,39	0,04	95,16
TU3tur–3	34,82	0,29	35,47	10,41	0,07	9,77	0,04	0,00	2,88	0,08	1,40	0,03	95,27
TU3tur–4	34,22	0,95	33,70	10,43	0,04	5,75	0,02	0,04	6,64	0,78	1,99	0,02	94,58
TU3tur–5	33,45	1,45	33,86	10,37	0,03	7,84	0,00	0,10	5,12	1,10	1,73	0,07	95,13
TU3tur–6	35,07	0,72	31,48	10,47	0,03	4,03	0,01	0,02	9,31	1,16	2,25	0,02	94,57
TU3tur–7	34,41	0,65	34,49	10,43	0,04	7,28	0,03	0,04	5,19	0,41	1,97	0,04	95,00
TU3tur–8	34,11	1,25	33,09	10,44	0,03	6,55	0,03	0,15	6,57	1,49	1,41	0,05	95,18
TU3tur–9	34,98	0,62	31,53	10,39	0,04	6,89	0,04	0,05	7,26	0,59	2,56	0,04	94,98
R1tur–1	34,61	0,82	32,49	10,43	0,05	5,63	0,01	0,04	7,54	0,69	2,37	0,02	94,70
R1tur–2c	35,47	0,58	31,39	10,49	0,07	4,43	0,01	0,04	9,19	0,31	2,82	0,02	94,83
R1tur–2r	35,38	0,62	31,61	10,53	0,04	4,48	0,00	0,04	9,32	0,37	2,80	0,02	95,21
R1tur–3c	34,08	0,91	34,30	10,38	0,00	7,43	0,03	0,07	4,95	0,64	1,83	0,04	94,68
R1tur–3r	34,10	0,58	34,86	10,39	0,04	7,26	0,03	0,04	4,92	0,47	1,75	0,03	94,47
R1tur–4	35,00	0,41	32,99	10,38	0,00	6,80	0,02	0,06	6,20	0,43	1,96	0,03	94,28
R1tur–5	34,17	1,41	30,85	10,28	0,08	8,79	0,01	0,01	6,12	1,29	2,00	0,08	95,10
R1tur–6	34,90	0,80	33,19	10,44	0,02	6,13	0,00	0,03	6,59	0,32	2,27	0,00	94,70
R1tur–7c	34,47	0,79	33,35	10,33	0,04	8,26	0,04	0,03	4,82	0,22	2,08	0,04	94,47
R1tur–7r	33,57	1,06	33,55	10,27	0,02	8,25	0,03	0,02	4,79	0,77	1,81	0,05	94,17
R1tur–8	33,69	0,50	31,94	10,37	0,01	1,61	0,02	3,07	8,90	1,22	1,97	0,07	93,36
R1tur–9c	33,19	0,35	33,44	10,05	0,13	15,33	0,15	0,00	0,31	0,12	2,00	0,04	95,11
R1tur–9r	34,10	0,99	34,54	10,48	0,03	6,37	0,04	0,08	5,98	1,10	1,37	0,05	95,12
R1tur–10	34,83	0,73	32,22	10,37	0,06	8,03	0,02	0,06	6,05	0,67	1,92	0,02	94,97
R1tur–11c	34,99	0,68	31,80	10,43	0,02	5,03	0,00	0,04	8,42	0,71	2,32	0,01	94,47
R1tur–11r1	35,04	0,76	31,46	10,47	0,03	4,22	0,01	0,04	9,23	0,60	2,76	0,03	94,65
R1tur–11r2	34,44	0,72	32,92	10,42	0,00	5,27	0,02	0,05	7,62	0,73	2,16	0,02	94,38
R1tur–12c	34,34	0,90	33,74	10,42	0,04	6,33	0,02	0,06	6,17	0,81	1,81	0,04	94,68
R1tur–12r	34,97	0,69	33,89	10,55	0,01	5,02	0,00	0,05	7,13	0,67	2,21	0,06	95,25
R1tur–13	34,95	0,08	31,08	10,29	0,00	8,27	0,03	0,06	6,54	1,01	2,26	0,02	94,60
R1tur–14	35,07	0,79	31,79	10,54	0,03	3,73	0,00	0,06	9,39	2,05	1,68	0,06	95,19

A B koncentrációját számolással határoztuk meg, 3 B-atomot véve alapul az egységnyi képletben. A képleteket 24,5 O-atomra vonatkoztatva, T+Z+Y=15 alapján számoltuk (HENRY & DUTROW 1996). Az összes vas mennyiségét a Fe^{2+}-ionhoz rendeltük. Rövidítések: TU3 = hibrid arenit; R1 = feketepala; c = mag; r = szegély

B_2O_3 concentration was calculated assuming 3 B atoms per formula unit (apfu). All analyses were recalculated on the basis of 24.5 O apfu, assuming T+Z+Y=15 (HENRY & DUTROW 1996). All Fe was assigned to Fe^{2+}. Abbreviations: TU3 = hybrid arenite; R1 = black shale; c = core; r = rim. Note: decimal commas were used.

VAVRA, G. 1993: A guide to quantitative morphology of accessory zircon. — *Chemical Geology* **110**, 15–28.
VAVRA, G. 1994: Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **117**, 331–344.
VAVRA, G., GEBAUER, D., SCHMID, R. & COMPSTON W. 1996: Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **122**, 337–358.
VIATOR, D. B. 2003: Detrital tourmaline as an indicator of provenance: a chemical and sedimentological study of modern sands from the Black Hills, South Dakota. — MSc Thesis, Lousiana State University, Baton Rouge, 139 p.
ZUFFA, G. G. 1980: Hybrid arenites: Their composition and classification. — *Journal of Sedimentary Petrology* **50**, 21–29.

Kézirat beérkezett: 2008. 08. 18.

I. melléklet. folytatás
Appendix I. *continuation*

Minta	B	Si	^{T}Al	^{Z}Al	V	^{Y}Al	Ti	Zn	Fe_t^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	K	^{X} Total
TU3tur–1	3,000	5,868	0,132	5,994	0,006	0,007	0,097	0,006	0,654	0,000	2,237	0,119	0,819	0,008	0,946
TU3tur–2	3,000	5,715	0,285	5,988	0,012	0,446	0,113	0,004	0,922	0,004	1,512	0,214	0,451	0,009	0,675
TU3tur–3	3,000	5,843	0,157	6,000	0,000	0,857	0,036	0,008	1,371	0,006	0,721	0,015	0,457	0,007	0,479
TU3tur–4	3,000	5,740	0,260	5,994	0,006	0,407	0,119	0,005	0,807	0,002	1,660	0,139	0,648	0,005	0,792
TU3tur–5	3,000	5,653	0,347	5,987	0,013	0,412	0,184	0,004	1,109	0,000	1,290	0,200	0,567	0,015	0,782
TU3tur–6	3,000	5,844	0,156	5,997	0,003	0,029	0,091	0,004	0,561	0,001	2,313	0,207	0,725	0,003	0,936
TU3tur–7	3,000	5,769	0,231	5,995	0,005	0,590	0,082	0,005	1,021	0,005	1,297	0,073	0,641	0,008	0,722
TU3tur–8	3,000	5,717	0,283	5,979	0,021	0,275	0,158	0,004	0,918	0,004	1,641	0,267	0,460	0,011	0,738
TU3tur–9	3,000	5,877	0,123	5,994	0,006	0,126	0,078	0,004	0,969	0,005	1,818	0,106	0,833	0,009	0,948
R1tur–1	3,000	5,798	0,202	5,995	0,005	0,218	0,103	0,006	0,788	0,001	1,884	0,125	0,770	0,005	0,899
R1tur–2c	3,000	5,886	0,114	5,994	0,006	0,029	0,072	0,008	0,615	0,002	2,274	0,056	0,906	0,004	0,966
R1tur–2r	3,000	5,845	0,155	5,993	0,006	0,006	0,077	0,005	0,618	0,000	2,295	0,065	0,896	0,004	0,966
R1tur–3c	3,000	5,752	0,248	5,990	0,010	0,585	0,116	0,000	1,049	0,004	1,247	0,116	0,600	0,008	0,725
R1tur–3r	3,000	5,739	0,261	5,995	0,005	0,660	0,074	0,005	1,022	0,004	1,235	0,085	0,571	0,006	0,662
R1tur–4	3,000	5,886	0,114	5,992	0,008	0,433	0,052	0,000	0,957	0,003	1,555	0,077	0,638	0,007	0,722
R1tur–5	3,000	5,815	0,185	5,998	0,002	0,004	0,181	0,010	1,251	0,001	1,553	0,235	0,661	0,017	0,912
R1tur–6	3,000	5,841	0,159	5,996	0,004	0,395	0,101	0,002	0,858	0,001	1,644	0,058	0,737	0,000	0,795
R1tur–7c	3,000	5,839	0,161	5,996	0,004	0,501	0,101	0,004	1,170	0,006	1,217	0,041	0,683	0,009	0,733
R1tur–7r	3,000	5,723	0,277	5,997	0,003	0,467	0,136	0,002	1,176	0,004	1,216	0,140	0,600	0,010	0,749
R1tur–8	3,000	5,691	0,309	5,584	0,416	0,465	0,063	0,001	0,227	0,003	2,241	0,220	0,647	0,014	0,881
R1tur–9c	3,000	5,764	0,236	5,999	0,001	0,609	0,045	0,017	2,226	0,021	0,081	0,023	0,674	0,009	0,706
R1tur–9r	3,000	5,688	0,312	5,989	0,011	0,491	0,124	0,003	0,888	0,006	1,488	0,197	0,444	0,010	0,651
R1tur–10	3,000	5,858	0,142	5,992	0,008	0,251	0,093	0,008	1,129	0,002	1,517	0,121	0,626	0,005	0,752
R1tur–11c	3,000	5,845	0,155	5,995	0,005	0,112	0,086	0,003	0,703	0,000	2,097	0,127	0,752	0,001	0,881
R1tur–11r1	3,000	5,837	0,163	5,994	0,006	0,019	0,095	0,004	0,588	0,001	2,293	0,108	0,890	0,006	1,004
R1tur–11r2	3,000	5,766	0,234	5,993	0,007	0,268	0,091	0,000	0,737	0,003	1,901	0,132	0,701	0,004	0,837
R1tur–12c	3,000	5,764	0,236	5,992	0,008	0,447	0,114	0,004	0,888	0,003	1,544	0,146	0,588	0,009	0,743
R1tur–12r	3,000	5,809	0,191	5,994	0,006	0,450	0,086	0,001	0,698	0,000	1,765	0,120	0,713	0,013	0,847
R1tur–13	3,000	5,932	0,068	5,992	0,008	0,157	0,010	0,000	1,173	0,004	1,655	0,184	0,743	0,005	0,932
R1tur–14	3,000	5,824	0,176	5,993	0,007	0,055	0,099	0,004	0,519	0,000	2,324	0,364	0,541	0,013	0,918

II. melléklet. Törmelékes turmalinkristályok kémiai elemzési eredményei (%) és számolt képlete, Mecseknádasdi Homokkő Formáció

Appendix II. *Chemical composition (wt%) and structural formula of detrital tourmaline, Mecseknádasd Sandstone Formation*

Minta	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	B_2O_3*	ZnO	FeO	MnO	V_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
FA64tur–1	34,79	0,93	32,27	10,45	0,02	5,23	0,00	0,04	7,87	1,00	2,07	0,03	94,70
FA64tur–2	34,41	0,89	32,87	10,41	0,03	6,11	0,00	0,02	6,92	0,78	2,25	0,04	94,72
FA64tur–3	35,34	0,56	31,52	10,50	0,06	4,69	0,00	0,03	9,18	0,28	2,86	0,02	95,04
FA64tur–4	34,91	0,85	31,40	10,47	0,03	4,72	0,00	0,05	9,06	0,92	2,48	0,02	94,90
FA64tur–5	34,40	0,96	32,06	10,40	0,07	5,57	0,01	0,04	7,91	0,87	2,26	0,04	94,59
FA64tur–6	34,36	0,84	32,66	10,42	0,05	5,21	0,00	0,03	7,83	0,92	2,15	0,04	94,50
FA64tur–7	34,68	0,90	32,67	10,44	0,03	5,20	0,00	0,03	7,60	0,82	2,17	0,01	94,56
FA64tur–8	34,53	0,75	32,69	10,41	0,04	5,78	0,02	0,05	7,23	0,99	2,04	0,02	94,57
FA64tur–9	35,18	0,82	31,56	10,49	0,03	4,44	0,00	0,05	8,95	0,87	2,51	0,04	94,96
FA64tur–10	35,02	0,26	33,39	10,39	0,04	7,67	0,04	0,04	5,49	0,07	2,25	0,04	94,68
FA64tur–11	34,62	0,59	33,85	10,49	0,02	5,04	0,00	0,05	7,24	0,73	2,05	0,02	94,70
FA64tur–12	34,37	1,03	33,67	10,41	0,04	6,64	0,02	0,03	5,79	0,55	2,11	0,04	94,70
FA64tur–13	35,45	0,55	31,34	10,50	0,07	4,23	0,00	0,02	9,48	0,41	2,81	0,01	94,88
FA64tur–14	34,67	0,88	32,89	10,44	0,03	5,88	0,03	0,08	6,98	0,68	2,16	0,04	94,75
FA64tur–15	34,65	0,86	32,94	10,48	0,03	5,33	0,01	0,05	7,63	0,89	2,03	0,03	94,94
FA64tur–16	34,99	1,06	30,75	10,43	0,06	5,54	0,00	0,04	8,68	0,76	2,62	0,02	94,96
FA64tur–17	35,08	0,83	32,72	10,54	0,03	5,65	0,01	0,05	7,65	0,91	2,15	0,04	95,67
FA64tur–18	35,02	0,80	32,46	10,51	0,02	4,35	0,02	0,05	8,49	0,62	2,58	0,02	94,95
FA64tur–19	34,37	0,81	34,51	10,50	0,01	5,77	0,05	0,00	6,34	0,83	1,84	0,04	95,07
FA64tur–20	35,32	0,35	35,03	10,57	0,01	6,21	0,02	0,02	5,69	0,25	1,92	0,03	95,40
FA64tur–21	34,51	0,83	33,64	10,48	0,02	5,87	0,01	0,03	6,77	0,73	2,12	0,04	95,07
FA64tur–22	34,62	1,07	31,38	10,39	0,01	6,02	0,01	0,03	7,98	0,91	2,28	0,05	94,76
FA64tur–23	35,33	0,81	32,07	10,52	0,07	5,05	0,00	0,04	8,26	0,75	2,29	0,03	95,21
FA64tur–24	34,59	0,80	33,26	10,49	0,03	4,83	0,00	0,09	7,73	1,12	1,79	0,01	94,74
FA64tur–25	35,38	0,62	31,50	10,49	0,10	3,74	0,00	0,02	9,53	0,35	2,81	0,06	94,59
FA64tur–26c	35,28	0,95	31,01	10,43	0,08	4,59	0,02	0,02	8,85	0,16	2,95	0,04	94,39
FA64tur–26r	34,72	0,79	32,98	10,41	0,02	6,11	0,01	0,03	6,71	0,52	2,10	0,02	94,41
FA64tur–27	35,15	0,77	30,95	10,45	0,04	4,48	0,00	0,02	9,46	0,66	2,63	0,03	94,63
FA64tur–28	35,02	0,90	30,70	10,42	0,04	5,38	0,01	0,03	8,87	0,94	2,43	0,04	94,78
FA64tur–29	34,39	0,93	33,40	10,45	0,03	5,98	0,01	0,03	6,89	0,74	2,06	0,03	94,94
FA64tur–30	34,09	0,42	35,01	10,30	0,04	11,73	0,11	0,00	1,79	0,33	1,57	0,05	95,45
FA64tur–31	35,32	0,68	32,95	10,56	0,03	4,38	0,00	0,05	8,28	0,60	2,31	0,01	95,19
FA64tur–32	34,85	1,23	30,82	10,39	0,02	5,16	0,00	0,03	8,60	0,78	2,53	0,05	94,45
FA64tur–33	34,77	0,75	32,94	10,46	0,02	6,01	0,03	0,05	7,06	0,86	1,99	0,05	94,98
FA64tur–34	34,81	0,92	31,42	10,42	0,04	5,50	0,00	0,03	8,21	0,95	2,43	0,05	94,77
FA64tur–35	35,32	0,77	31,87	10,45	0,06	5,34	0,01	0,03	8,00	0,37	2,38	0,05	94,65
FA64tur–36	33,94	1,05	33,23	10,35	0,01	6,70	0,03	0,02	6,17	0,77	2,08	0,04	94,40
FA64tur–37	34,63	0,71	33,53	10,45	0,00	5,40	0,02	0,04	7,00	0,64	2,05	0,02	94,49
FA64tur–38	35,24	0,96	31,34	10,46	0,06	4,31	0,01	0,01	8,96	0,35	2,85	0,03	94,58
FA64tur–39	34,59	0,91	33,07	10,45	0,03	5,84	0,02	0,04	7,03	0,76	2,02	0,04	94,80
FA64tur–40	34,77	1,02	31,08	10,37	0,05	6,16	0,01	0,04	7,83	0,66	2,65	0,05	94,69
FA64tur–41	35,54	0,15	33,70	10,54	0,03	5,15	0,04	0,01	7,24	0,53	2,04	0,03	95,01
FA64tur–42	34,53	0,49	33,97	10,46	0,04	6,72	0,04	0,01	6,25	0,55	2,12	0,02	95,20
FA64tur–43	34,52	0,84	33,16	10,38	0,05	7,37	0,04	0,01	5,86	0,32	2,14	0,01	94,69
FA64tur–44	34,63	0,92	32,46	10,43	0,01	6,51	0,00	0,04	7,12	0,87	2,05	0,02	95,05
FA64tur–45c	35,58	0,53	31,46	10,54	0,11	3,29	0,00	0,07	10,04	0,32	2,87	0,05	94,86
FA64tur–45r	34,68	0,82	32,81	10,49	0,04	5,15	0,03	0,07	7,85	0,92	2,14	0,03	95,04
FA64tur–46	35,35	0,86	30,86	10,45	0,06	4,87	0,00	0,05	8,98	0,44	2,79	0,04	94,74
FA64tur–47	34,84	0,97	31,83	10,43	0,03	5,50	0,00	0,02	7,96	0,62	2,45	0,04	94,68

A B koncentrációját számolással határoztuk meg, 3 B-atomot véve alapul az egységnyi képletben. A képleteket 24,5 O-atomra vonatkoztatva, T+Z+Y=15 alapján számoltuk (HENRY & DUTROW 1996). Az összes vas mennyiségét a Fe^{2+}-ionhoz rendeltük. Rövidítések: c = mag; r = szegély

B_2O_3 concentration was calculated assuming 3 B apfu (atoms per formula unit). All analyses were recalculated on the basis of 24.5 O apfu, assuming T+Z+Y=15 (Henry & Dutrow 1996). All Fe was assigned to Fe2+. Abbreviations: c = core; r = rim

II. melléklet. folytatás
Appendix II. continuation

Minta	B	Si	^{T}Al	^{Z}Al	V	^{Y}Al	Ti	Zn	Fe_t^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	K	^{X} Total
FA64tur–1	3,000	5,819	0,181	5,995	0,005	0,185	0,117	0,003	0,731	0,000	1,963	0,178	0,672	0,006	0,856
FA64tur–2	3,000	5,781	0,219	5,997	0,003	0,293	0,112	0,004	0,859	0,000	1,732	0,141	0,732	0,009	0,881
FA64tur–3	3,000	5,852	0,148	5,996	0,004	0,008	0,069	0,007	0,650	0,000	2,266	0,050	0,918	0,005	0,973
FA64tur–4	3,000	5,814	0,186	5,970	0,007	0,007	0,106	0,003	0,657	0,000	2,250	0,165	0,800	0,004	0,968
FA64tur–5	3,000	5,768	0,232	5,995	0,005	0,110	0,121	0,009	0,781	0,001	1,978	0,156	0,734	0,009	0,899
FA64tur–6	3,000	5,755	0,245	5,996	0,004	0,205	0,106	0,006	0,729	0,000	1,954	0,165	0,699	0,008	0,871
FA64tur–7	3,000	5,807	0,193	5,996	0,004	0,258	0,113	0,003	0,728	0,000	1,897	0,148	0,705	0,002	0,856
FA64tur–8	3,000	5,797	0,203	5,994	0,006	0,273	0,095	0,005	0,812	0,003	1,811	0,178	0,665	0,005	0,849
FA64tur–9	3,000	5,856	0,144	5,993	0,007	0,054	0,103	0,004	0,618	0,000	2,221	0,155	0,811	0,007	0,974
FA64tur–10	3,000	5,886	0,114	5,995	0,005	0,505	0,032	0,005	1,078	0,005	1,375	0,013	0,732	0,009	0,754
FA64tur–11	3,000	5,769	0,231	5,994	0,006	0,423	0,074	0,002	0,702	0,000	1,798	0,131	0,664	0,004	0,799
FA64tur–12	3,000	5,788	0,212	5,996	0,004	0,473	0,131	0,005	0,934	0,003	1,453	0,100	0,689	0,008	0,796
FA64tur–13	3,000	5,873	0,127	5,989	0,003	0,003	0,069	0,008	0,586	0,000	2,341	0,072	0,903	0,003	0,978
FA64tur–14	3,000	5,808	0,192	5,989	0,011	0,313	0,111	0,003	0,824	0,004	1,744	0,122	0,700	0,009	0,832
FA64tur–15	3,000	5,774	0,226	5,994	0,006	0,247	0,108	0,004	0,743	0,002	1,896	0,159	0,655	0,006	0,821
FA64tur–16	3,000	5,853	0,147	5,910	0,006	0,006	0,134	0,007	0,774	0,000	2,164	0,136	0,851	0,005	0,992
FA64tur–17	3,000	5,817	0,183	5,993	0,007	0,218	0,103	0,004	0,784	0,001	1,890	0,162	0,692	0,009	0,863
FA64tur–18	3,000	5,821	0,179	5,993	0,007	0,186	0,100	0,002	0,605	0,003	2,103	0,110	0,831	0,005	0,946
FA64tur–19	3,000	5,730	0,270	6,000	0,000	0,510	0,102	0,001	0,805	0,007	1,575	0,148	0,594	0,009	0,751
FA64tur–20	3,000	5,848	0,152	5,997	0,003	0,688	0,043	0,001	0,860	0,002	1,405	0,044	0,615	0,005	0,664
FA64tur–21	3,000	5,761	0,239	5,996	0,004	0,385	0,105	0,003	0,820	0,001	1,686	0,131	0,686	0,009	0,826
FA64tur–22	3,000	5,809	0,191	5,996	0,004	0,020	0,135	0,002	0,844	0,002	1,997	0,164	0,742	0,010	0,916
FA64tur–23	3,000	5,865	0,135	5,995	0,005	0,145	0,101	0,008	0,701	0,000	2,045	0,133	0,738	0,007	0,878
FA64tur–24	3,000	5,762	0,238	5,988	0,012	0,303	0,101	0,004	0,673	0,000	1,919	0,200	0,577	0,001	0,778
FA64tur–25	3,000	5,871	0,129	5,997	0,003	0,033	0,077	0,012	0,519	0,000	2,358	0,062	0,903	0,012	0,977
FA64tur–26c	3,000	5,902	0,098	5,997	0,003	0,018	0,119	0,010	0,643	0,003	2,208	0,029	0,956	0,008	0,993
FA64tur–26r	3,000	5,828	0,172	5,996	0,004	0,359	0,100	0,002	0,858	0,001	1,679	0,093	0,683	0,003	0,779
FA64tur–27	3,000	5,852	0,148	5,922	0,002	0,002	0,097	0,005	0,624	0,000	2,347	0,117	0,849	0,005	0,972
FA64tur–28	3,000	5,859	0,141	5,906	0,004	0,004	0,113	0,005	0,752	0,001	2,213	0,168	0,789	0,008	0,966
FA64tur–29	3,000	5,745	0,255	5,996	0,004	0,326	0,117	0,003	0,836	0,001	1,717	0,133	0,667	0,005	0,806
FA64tur–30	3,000	5,793	0,207	6,000	0,000	0,805	0,053	0,005	1,667	0,016	0,453	0,061	0,518	0,011	0,590
FA64tur–31	3,000	5,839	0,161	5,993	0,007	0,266	0,084	0,003	0,606	0,001	2,039	0,107	0,741	0,002	0,850
FA64tur–32	3,000	5,856	0,144	5,955	0,004	0,004	0,155	0,002	0,725	0,000	2,154	0,141	0,823	0,012	0,975
FA64tur–33	3,000	5,810	0,190	5,994	0,006	0,302	0,095	0,002	0,839	0,004	1,758	0,154	0,646	0,010	0,810
FA64tur–34	3,000	5,839	0,161	5,995	0,005	0,056	0,116	0,005	0,771	0,000	2,053	0,172	0,789	0,010	0,971
FA64tur–35	3,000	5,891	0,109	5,997	0,003	0,160	0,097	0,007	0,745	0,002	1,989	0,067	0,771	0,010	0,847
FA64tur–36	3,000	5,737	0,263	5,997	0,003	0,360	0,133	0,001	0,947	0,004	1,555	0,140	0,682	0,009	0,831
FA64tur–37	3,000	5,792	0,208	5,995	0,005	0,406	0,090	0,000	0,756	0,003	1,745	0,114	0,665	0,005	0,784
FA64tur–38	3,000	5,879	0,121	5,998	0,002	0,042	0,120	0,008	0,601	0,001	2,228	0,062	0,920	0,005	0,988
FA64tur–39	3,000	5,785	0,215	5,994	0,006	0,309	0,115	0,003	0,817	0,003	1,754	0,136	0,656	0,009	0,801
FA64tur–40	3,000	5,855	0,145	5,995	0,005	0,029	0,129	0,007	0,867	0,002	1,966	0,119	0,864	0,011	0,994
FA64tur–41	3,000	5,889	0,111	5,999	0,001	0,471	0,019	0,003	0,714	0,005	1,788	0,095	0,655	0,006	0,755
FA64tur–42	3,000	5,759	0,241	5,998	0,002	0,437	0,062	0,005	0,938	0,005	1,553	0,098	0,686	0,004	0,788
FA64tur–43	3,000	5,805	0,195	5,999	0,001	0,377	0,106	0,006	1,037	0,005	1,469	0,058	0,697	0,003	0,758
FA64tur–44	3,000	5,792	0,208	5,995	0,005	0,197	0,116	0,002	0,910	0,000	1,776	0,155	0,664	0,004	0,823
FA64tur–45c	3,000	5,871	0,129	5,981	0,009	0,009	0,066	0,013	0,454	0,000	2,469	0,056	0,918	0,011	0,986
FA64tur–45r	3,000	5,773	0,227	5,991	0,009	0,221	0,103	0,005	0,717	0,004	1,949	0,164	0,692	0,007	0,863
FA64tur–46	3,000	5,897	0,103	5,958	0,006	0,006	0,108	0,008	0,679	0,000	2,235	0,079	0,901	0,008	0,988
FA64tur–47	3,000	5,833	0,167	5,997	0,003	0,116	0,122	0,003	0,770	0,000	1,988	0,112	0,796	0,009	0,916

III. melléklet. Törmelékes gránátkristályok kémiai összetétele, Óbányai Aleurolit Formáció, hibrid arenit
Appendix III. *Chemical compositions of detrital garnets, Óbánya Siltstone Formation, hybrid arenite sample*

kristály #	01	02	05	08	11	12	14	15	16	23	26	34	37	38	43	44	48	52	53
SiO_2	36,43	36,86	37,38	36,53	36,56	36,77	37,27	37,24	37,28	37,31	37,05	37,15	37,01	36,39	37,25	37,53	37,00	36,99	37,26
TiO_2	0,05	0,00	0,02	0,00	0,11	0,03	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01
Al_2O_3	20,47	20,70	21,15	20,81	20,73	20,93	21,14	21,07	21,46	21,34	21,26	21,17	21,06	20,70	21,34	21,63	21,12	20,85	21,30
FeO tot	27,01	31,74	31,91	31,26	19,92	35,29	30,50	34,69	31,67	33,13	34,11	33,06	32,74	32,20	32,59	31,76	32,57	31,93	35,70
MnO	12,48	6,89	1,51	7,49	17,54	2,45	3,74	2,12	2,15	1,40	1,64	1,84	3,01	7,42	4,24	1,14	1,06	5,58	1,29
MgO	1,22	1,91	3,38	1,83	1,17	2,84	3,90	3,78	3,96	4,94	4,17	3,68	3,72	1,85	3,98	6,13	4,41	3,51	4,09
CaO	1,53	1,81	4,53	1,61	3,45	1,28	2,92	1,16	3,27	1,79	1,44	2,88	2,26	1,15	0,92	1,35	3,17	1,08	0,87
Total	99,18	99,92	99,88	99,53	99,48	99,59	99,48	100,08	99,80	99,95	99,67	99,82	99,79	99,72	100,34	99,55	99,34	99,95	100,50
FeO*	26,83	31,37	31,35	30,77	19,54	34,81	30,08	34,19	31,15	32,11	33,35	32,36	31,70	31,24	31,98	31,07	31,26	30,95	34,86
Fe_2O_3*	0,20	0,41	0,62	0,55	0,42	0,53	0,46	0,56	0,58	1,13	0,84	0,78	1,15	1,08	0,68	0,77	1,46	1,09	0,93
Total, új	99,20	99,96	99,94	99,58	99,52	99,64	99,53	100,14	99,85	100,06	99,75	99,90	99,91	99,83	100,41	99,62	99,49	100,06	100,60
Si	2,998	2,996	2,985	2,982	2,983	2,982	2,987	2,986	2,974	2,965	2,970	2,975	2,970	2,971	2,974	2,969	2,960	2,977	2,971
Ti	0,003	0,000	0,001	0,000	0,007	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Al	1,986	1,983	1,990	2,002	1,994	2,001	1,997	1,991	2,018	1,999	2,009	1,998	1,991	1,991	2,008	2,016	1,991	1,978	2,002
Fe^{2+}*	1,847	2,132	2,094	2,101	1,334	2,361	2,016	2,292	2,078	2,134	2,236	2,167	2,127	2,133	2,136	2,055	2,091	2,083	2,324
Fe^{3+}*	0,012	0,025	0,037	0,034	0,026	0,033	0,028	0,034	0,035	0,068	0,051	0,047	0,070	0,066	0,041	0,046	0,088	0,066	0,056
Mn	0,870	0,474	0,102	0,518	1,213	0,168	0,254	0,144	0,145	0,094	0,111	0,125	0,204	0,513	0,287	0,076	0,072	0,380	0,087
Mg	0,149	0,232	0,402	0,222	0,142	0,343	0,466	0,452	0,471	0,586	0,499	0,439	0,444	0,225	0,474	0,723	0,526	0,421	0,486
Ca	0,135	0,158	0,388	0,141	0,302	0,111	0,251	0,099	0,279	0,152	0,124	0,247	0,194	0,100	0,079	0,115	0,272	0,093	0,074
Prp	4,97	7,73	13,48	7,45	4,75	11,50	15,60	15,13	15,84	19,75	16,80	14,75	14,96	7,59	15,94	24,35	17,77	14,14	16,35
Alm	61,56	71,18	70,13	70,46	44,65	79,15	67,50	76,75	69,88	71,96	75,29	72,81	71,63	71,78	71,79	69,22	70,64	69,76	77,90
Grs	3,82	4,00	11,08	3,04	8,65	2,05	7,00	1,58	7,63	1,66	1,60	5,84	3,02	0,02	0,56	1,56	4,72	0,00	0,00
Sps	29,01	15,83	3,42	17,36	40,60	5,64	8,50	4,81	4,89	3,18	3,75	4,20	6,88	17,27	9,64	2,56	2,42	12,77	2,93
Adr	0,54	1,26	1,84	1,68	1,11	1,60	1,39	1,67	1,76	3,38	2,55	2,31	3,51	3,32	2,02	2,30	4,42	3,09	2,48
Scho	0,09	0,01	0,04	0,01	0,23	0,05	0,01	0,05	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02

Kémiai elemzés, oxid %; gránát-összetétel (kationszám), apfu; gránát szélsőtag molekulák, % (MUHLING & GRIFFIN 1991). A kationszámok 12 oxigénatomra vonatkoznak
Chemical analyses, oxides in wt%; garnet formulae, apfu; garnet end-member molecules, % (MUHLING & GRIFFIN 1991). All calculations based on 12 oxygen atoms

V. melléklet. Törmelékes gránátkristályok kémiai összetétele, Mecseknádasdi Homokkő Formáció (hibrid arenit)
Appendix V. *Chemical compositions of detrital garnets, Mecseknádasd Sandstone Formation (hybrid arenite)*

kristály #	01	02	03	04	05	06	08	10	11	12	13	15	16	17	19	20	21
SiO_2	36,52	37,14	37,59	37,70	37,70	37,29	38,29	37,35	38,33	37,68	38,21	37,45	37,45	37,05	39,02	38,87	37,49
TiO_2	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,03	0,06	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02
Al_2O_3	20,90	21,11	20,85	21,29	21,27	21,21	21,50	21,12	21,50	21,37	21,76	20,98	20,76	20,61	21,97	21,79	21,01
FeO tot	32,69	32,82	29,93	31,29	32,51	34,79	27,68	33,33	24,81	25,66	23,19	31,73	33,22	32,83	22,29	22,31	29,18
MnO	6,50	6,75	2,29	0,66	1,18	1,39	0,55	1,71	0,59	1,10	0,66	0,59	2,06	2,80	0,30	0,32	3,01
MgO	1,97	1,75	2,96	3,92	5,70	3,80	5,19	3,80	4,97	3,80	4,66	3,74	3,81	3,59	7,53	7,47	2,97
CaO	1,18	1,21	6,10	5,10	0,93	1,63	6,59	2,70	9,38	9,74	11,28	5,19	2,43	2,32	8,44	8,62	6,02
Total	99,77	100,80	99,77	99,97	99,29	100,11	99,84	100,02	99,59	99,38	99,82	99,72	99,75	99,22	99,55	99,41	99,70
FeO*	32,06	32,82	29,57	30,89	32,51	34,33	27,57	32,71	24,36	24,72	22,33	30,90	32,80	32,12	22,13	21,84	28,79
Fe_2O_3*	0,69	0,00	0,40	0,45	0,00	0,50	0,12	0,69	0,49	1,04	0,95	0,93	0,47	0,79	0,18	0,52	0,43
Total új	99,84	100,80	99,81	100,01	99,29	100,16	99,85	100,09	99,64	99,48	99,91	99,82	99,80	99,30	99,57	99,47	99,74
Si	2,975	2,998	3,004	2,991	3,003	2,984	3,001	2,984	2,995	2,974	2,971	2,985	3,004	2,993	2,999	2,994	2,997
Ti	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Al	2,007	2,008	1,964	1,991	1,996	2,000	1,986	1,988	1,980	1,988	1,994	1,970	1,962	1,963	1,990	1,978	1,979
Fe^{2+}*	2,185	2,216	1,976	2,049	2,166	2,298	1,807	2,186	1,592	1,632	1,452	2,059	2,200	2,170	1,423	1,406	1,924
Fe^{3+}*	0,042	0,000	0,024	0,027	0,000	0,030	0,007	0,041	0,029	0,062	0,056	0,056	0,029	0,048	0,010	0,030	0,026
Mn	0,449	0,461	0,155	0,044	0,080	0,094	0,037	0,116	0,039	0,073	0,044	0,040	0,140	0,192	0,020	0,021	0,204
Mg	0,239	0,211	0,352	0,464	0,677	0,453	0,606	0,452	0,579	0,447	0,540	0,444	0,455	0,432	0,863	0,858	0,353
Ca	0,103	0,105	0,522	0,433	0,079	0,140	0,553	0,231	0,786	0,824	0,939	0,443	0,209	0,201	0,695	0,711	0,516
Prp	8,03	7,05	11,72	15,51	22,55	15,18	20,20	15,16	19,32	15,01	18,15	14,88	15,16	14,43	28,77	28,64	11,79
Alm	73,42	74,03	65,77	68,52	72,16	77,00	60,20	73,24	53,16	54,85	48,84	68,97	73,23	72,48	47,43	46,96	64,21
Grs	1,32	3,48	16,13	13,13	2,64	3,13	18,00	5,65	24,75	24,53	28,70	12,00	5,51	4,27	22,64	22,17	15,89
Sps	15,08	15,41	5,17	1,48	2,65	3,16	1,22	3,87	1,31	2,46	1,47	1,34	4,66	6,40	0,65	0,69	6,80
Adr	2,13	0,00	1,13	1,34	0,00	1,49	0,31	2,07	1,43	3,09	2,71	2,74	1,41	2,36	0,49	1,45	1,27
Scho	0,02	0,03	0,08	0,02	0,00	0,04	0,07	0,02	0,03	0,05	0,12	0,08	0,03	0,06	0,02	0,08	0,04

Kémiai elemzés, oxid %; gránát-összetétel (kationszám), apfu; gránát szélsőtag molekulák, % (MUHLING & GRIFFIN 1991). A kationszámok 12 oxigénatomra vonatkoznak
Chemical analyses, oxides in wt%; garnet formulae, apfu; garnet end-member molecules, % (MUHLING & GRIFFIN 1991). All calculations based on 12 oxygen atoms

IV. melléklet. Törmelékes gránátkristályok kémiai összetétele, Óbányai Aleurolit Formáció, feketepala

Appendix IV. *Chemical compositions of detrital garnets, Óbánya Siltstone Formation, black shale sample*

kristály #	03	07	11	13
SiO_2	36,77	36,79	36,05	37,55
TiO_2	0,00	0,07	0,01	0,04
Al_2O_3	20,57	20,90	20,09	21,39
FeO tot	29,43	29,96	30,25	30,31
MnO	10,96	7,33	10,76	1,00
MgO	1,01	2,02	0,22	3,54
CaO	1,43	2,54	1,62	5,66
Total	100,18	99,60	99,01	99,49
FeO*	29,24	29,78	29,75	30,31
Fe_2O_3*	0,21	0,19	0,55	0,00
Total, új	100,20	99,62	99,06	99,49
Si	3,003	2,989	2,998	2,994
Ti	0,000	0,004	0,001	0,003
Al	1,980	2,002	1,969	2,010
Fe^{2+}*	1,997	2,024	2,069	2,021
Fe^{3+}*	0,013	0,012	0,034	0,000
Mn	0,758	0,504	0,758	0,068
Mg	0,123	0,244	0,027	0,421
Ca	0,125	0,221	0,144	0,483
Prp	4,10	8,17	0,91	14,07
Alm	66,49	67,66	69,00	67,50
Grs	3,51	6,70	3,08	16,08
Sps	25,24	16,85	25,28	2,26
Adr	0,65	0,49	1,71	0,00
Scho	0,01	0,14	0,02	0,08

Kémiai elemzés, oxid %; gránát-összetétel (kationszám), apfu (atoms per formula unit); gránát szélsőtag molekulák, % (MUHLING & GRIFFIN 1991). A kationszámok 12 oxigénatomra vonatkoznak

Chemical analyses, oxides in wt%; garnet formulae, apfu (atoms per formula unit); garnet end-member molecules, % (MUHLING & GRIFFIN 1991). All calculations based on 12 oxygen atoms

kristály #	22	23	24	27	28	29	30	31	32	33	34	36	39	40	41	42
SiO_2	37,68	37,43	37,48	37,26	37,52	37,40	36,81	37,10	36,84	36,68	37,03	37,48	36,82	37,44	37,58	37,61
TiO_2	0,05	0,15	0,04	0,01	0,03	0,00	0,05	0,01	0,11	0,01	0,03	0,42	0,01	0,03	0,00	0,08
Al_2O_3	20,98	20,67	21,33	21,13	21,36	21,03	20,61	21,16	20,56	20,92	20,96	20,51	21,11	21,13	21,15	21,26
FeO tot	29,05	27,79	31,85	31,80	30,87	33,00	19,80	29,55	30,22	37,03	32,93	27,55	29,07	36,31	34,84	24,25
MnO	1,76	1,67	0,44	3,00	0,66	1,93	17,35	5,58	8,12	2,53	1,48	1,63	7,68	0,42	1,69	4,71
MgO	3,06	2,85	3,94	3,35	3,63	3,87	2,55	2,66	2,69	2,27	3,76	1,93	2,83	4,20	4,15	1,79
CaO	7,05	8,49	4,92	3,64	6,04	2,45	2,59	4,02	1,32	0,78	3,35	10,06	2,30	0,51	0,81	10,48
Total	99,63	99,06	99,99	100,20	100,11	99,69	99,76	100,08	99,85	100,23	99,54	99,57	99,81	100,04	100,22	100,18
FeO*	28,84	27,24	31,09	30,89	30,01	32,74	18,64	28,82	29,44	36,26	31,83	27,22	28,27	36,24	34,79	23,65
Fe_2O_3*	0,23	0,61	0,85	1,01	0,95	0,29	1,30	0,81	0,87	0,86	1,23	0,37	0,88	0,07	0,06	0,67
Total új	99,66	99,12	100,08	100,30	100,20	99,71	99,89	100,16	99,94	100,32	99,66	99,61	99,90	100,05	100,22	100,24
Si	3,004	2,997	2,975	2,975	2,972	2,998	2,976	2,975	2,985	2,974	2,970	2,997	2,970	2,999	3,002	2,982
Ti	0,003	0,009	0,002	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,007	0,001	0,002	0,025	0,000	0,002	0,000	0,005
Al	1,971	1,950	1,995	1,988	1,995	1,987	1,964	2,000	1,963	1,999	1,981	1,933	2,006	1,995	1,992	1,987
Fe^{2+}*	1,923	1,824	2,064	2,063	1,989	2,194	1,260	1,933	1,995	2,458	2,135	1,820	1,907	2,427	2,325	1,568
Fe^{3+}*	0,014	0,037	0,051	0,061	0,057	0,018	0,079	0,049	0,053	0,053	0,074	0,022	0,054	0,004	0,004	0,040
Mn	0,119	0,113	0,029	0,203	0,045	0,131	1,188	0,379	0,557	0,174	0,100	0,111	0,525	0,028	0,114	0,316
Mg	0,364	0,340	0,466	0,399	0,428	0,463	0,307	0,318	0,325	0,275	0,449	0,230	0,340	0,501	0,494	0,212
Ca	0,602	0,729	0,418	0,312	0,513	0,210	0,224	0,345	0,114	0,067	0,287	0,862	0,199	0,044	0,070	0,890
Prp	12,10	11,32	15,66	13,40	14,41	15,43	10,30	10,70	10,88	9,23	15,12	7,65	11,44	16,71	16,46	7,10
Alm	63,97	60,78	69,34	69,33	66,88	73,20	42,32	64,97	66,76	82,26	71,86	60,47	64,21	80,93	77,43	52,55
Grs	19,25	22,20	11,44	7,40	14,33	6,12	3,48	9,13	1,00	0,00	5,88	26,88	3,97	1,19	2,14	27,71
Sps	3,96	3,78	0,99	6,81	1,50	4,37	39,91	12,74	18,65	5,85	3,38	3,67	17,67	0,94	3,80	10,60
Adr	0,62	1,62	2,49	3,05	2,82	0,87	3,91	2,43	2,49	2,23	3,69	0,50	2,70	0,18	0,18	1,90
Scho	0,11	0,30	0,08	0,02	0,06	0,01	0,09	0,02	0,23	0,02	0,07	0,83	0,01	0,06	0,00	0,15

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
139/1, 55–66., Budapest, 2009

Szerkezetgeológiai megfigyelések a gerecsei Tölgyháti-kőfejtőben

SASVÁRI Ágoston[1], CSONTOS László[1], PALOTAI Márton[2]

[1] MOL NyRt., 1117 Budapest, Október Huszonharmadika út 18., asasvari@mol.hu,lcsontos@mol.hu
[2]Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz-Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, palotai@elte.hu

Structural geological observations in Tölgyhát Quarry (Gerecse Mts, Hungary)

Abstract

The main goal of this paper is to present the results of field investigations carried out in Tölgyhát Quarry, Gerecse Mts, Transdanubian Range, Hungary. In the outcrop three phases of structural evolution can be detected: (1) E–W trending dextral strike slip movement with Middle Eocene – late Early Miocene or probably Early Albian – early Middle Miocene age; (2) reactivation of strike-slip faults as normal fault related to NE–SW extension resulting drag fault structure probably in late Early – early Middle Miocene age, and (3) listric faulting controlled by E–W tension with assumed Late Miocene age, but their Pliocene or even Quaternary age can be also suggested. The Toarcian clay suffered ductile deformation because its low shear strength; both ductile and brittle deformation of Kisgerecse Marl shows its middle shear strength. Stress resulted only brittle deformation in other calcareous formations of Tölgyhát Quarry. The models describing the deformation process of normal fault related structures are based on block rotation related to antitethic normal faulting.

Keywords: Gerecse Mts, Jurassic, Toarcian clay, block rotation, shear, listric normal fault

Összefoglalás

A dolgozat a gerecsei Tölgyháti-kőfejtő feltárásaiban talált szerkezetek leírását és értelmezését tűzte ki céljául. Ennek során három szerkezetalakulási lépés bélyegeit lehetett észlelni: (1) kelet–nyugati csapású középső-eocén – késő-eggenburgi (esetlegesen kora-albai–kora-badeni) korú jobbos jellegű oldalelmozdulások kialakulása; (2) az oldalelmozdulások síkjának északkelet–délnyugati táguláshoz köthetően felújuló normális működése, mely a keleti feltárás átlépő elvonszolásos vetők által kontrollált szerkezetét eredményezte a kárpáti–kora-badeni során; (3) egy lisztrikus normálvető működése által meghatározott kelet–nyugati tágulási fázis; ennek korára a késő-badeni–szarmata időintervallum a legvalószínűbb, bár a pannóniai és a negyedidőszak sem zárható ki. Felismerhető volt, hogy a feltárásban megjelenő toarci agyag igen kis nyírószilárdsága okán képlékeny deformációt szenvedett, a kis nyírószilárdaságú Kisgerecsei Márga pedig mind képlékenyen, mind törésesen deformálódik. A feltárás többi, nagyobb nyírószilárdságú képződményében képlékeny alakváltozás nem volt felismerhető. A szerkezetfejlődés tárgyalása mellett modell adható a Tölgyháti-kőfejtő szerkezeteinek kialakulására; ezek lényegét a vetők működéséhez köthető antitetikus vetők működése és ezekhez kapcsolódó blokkrotáció képezi.

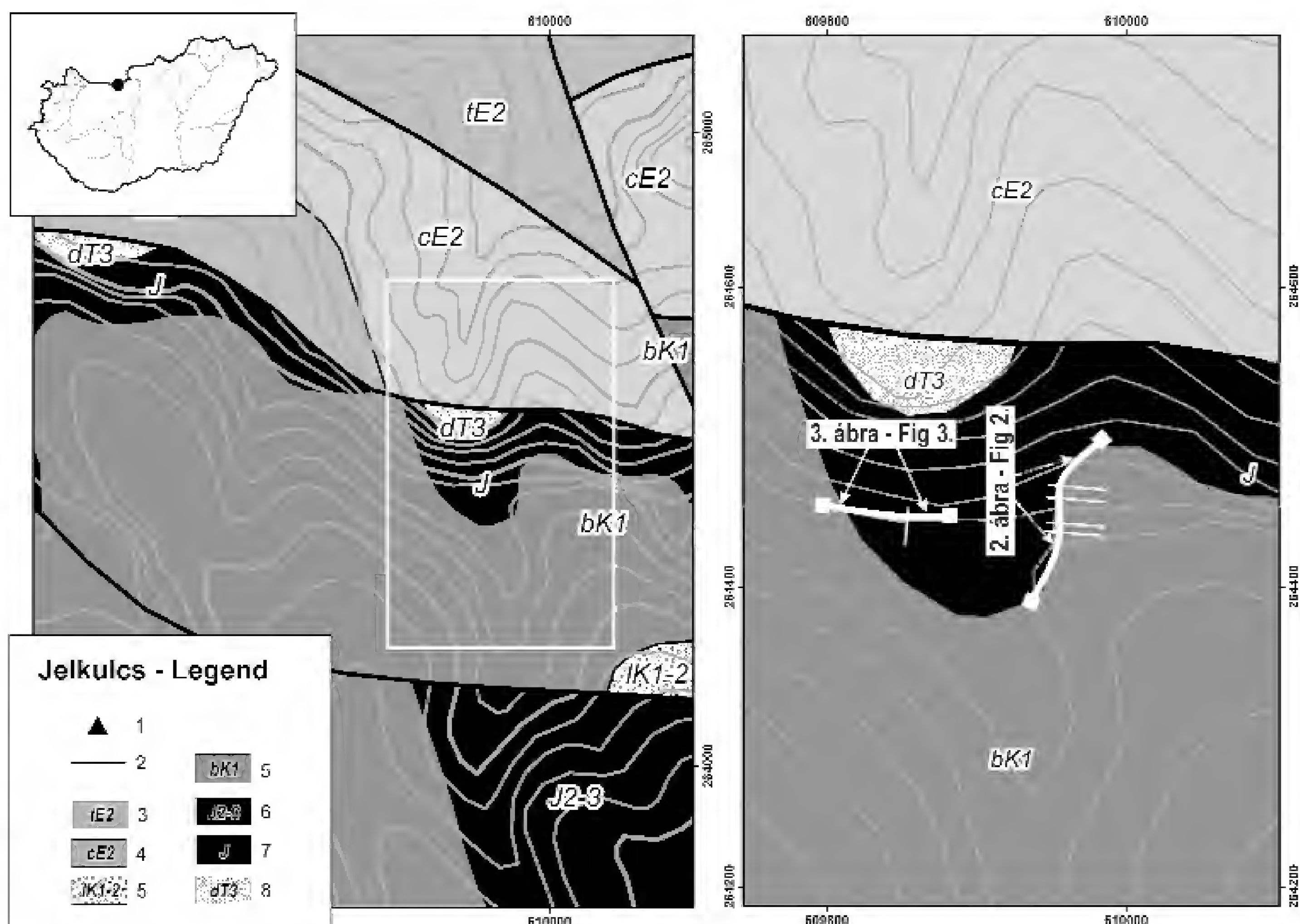
Tárgyszavak: Gerecse, jura, toarci agyag, blokkok forgása, nyírás, lisztrikus normálvető

Bevezetés

A Tölgyháti-kőfejtő (*1. ábra*) jura szelvényét szedimentológiai és őslénytani szempontból alaposan ismerjük (a teljesség igénye nélkül VIGH 1961, KONDA 1988, FŐZY 1993 és REZESSY 1998), de a bánya szerkezeti jellemzőit mindezidáig részletesen nem írták le, holott a jól feltárt kőfejtő szerkezetgeológiája a Dunántúli-középhegység regionális szerkezetalakulásának megismerésében is érdekes eredményeket szolgáltat. Emellett a kőfejtőben néhány igen látványos deformációs jelenség is megfigyelhető, melyek kialakulásában kulcsfontosságú szerepe van az eltérő nyírószilárdsággal rendelkező képződményeknek.

A feltárás képződményei

A Tölgyháti-kőfejtő (*1. ábra*) egy teljes, medencefáciesű jura rétegsort tár fel (példaként FÜLÖP 1958). A felszínen előforduló legidősebb képződmény a késő-triász Dachsteini



1. ábra. A Tölgyháti-kőfejtő a Gerecsében

A keret számai EOV-koordináták. A vastag fehér vonalak a 2. és 3 ábra térképi nézetét mutatják; a vékony fehér vonalak az ábrákon bemutatott vetők képei. A földtani térkép ALBERT et al. (2002) és GYALOG et al. (2004) alapján. Jelek: 1 – a Tölgyháti-kőfejtő helye; 2 – vető általában; 3 – Tokodi Formáció (középső-eocén); 4 – Csolnoki Formáció (középső-eocén); 5 – Lábatlani Homokkő Formáció (hauterivi-apti); 6 – Berseki Márga Formáció (valangini-hauterivi); 7 – középső és késő-jura; 8 – jura általában; 9 – Dachsteini Mészkő Formáció (nori-rhaeti)

Figure 1. *The location of Tölgyhát Quarry in Gerecse Mts, Transdanubian Range, Hungary*

Numbers indicate coordinates in Hungarian EOV coordinate system. Thick lines show the contour of outcrops on Figure 2 and Figure 3; thin lines indicates minor faults. The geological map based on ALBERT et al. (2002) and GYALOG et al. (2004). Symbols: 1 – location of Tölgyhát quarry; 2 – fault; 3 – Tokod Formation (Middle Eocene); 4 – Csolnok Formation (Middle Eocene); 5 – Lábatlan Sandstone Formation (Hauterivian-Aptian); 6 – Bersek Marl Formation (Valanginian-Hauterivian); 7 – Middle and Late Jurassic; 8 – Jurassic not detailed; 9 – Dachstein Limestone Formation (Norian-Rhaetian)

Mészkő. Erre mérhető szögdiszkordancia nélkül, ám üledékhézaggal települ a hettangi–sinemuri korú (VIGH 1961, DULAI 1998), pados megjelenésű, testszínű vagy fakószürke, bioklasztos mudstone – biomikrites wackestone szövetű Pisznicei Mészkő (*2. ábra*; CSÁSZÁR et al. 1998); a képződmény vastagsága kb. 15 méter. Fölötte pár méter vastagságban jól rétegzett, leggyakrabban biomikrites wackestone–packstone szövetű vörös mészkő található, melyet a Törökbükki Mészkővel azonosíthatunk (*2. ábra*; CSÁSZÁR et al. 1998). A Törökbükki Mészkőre 10–40 centiméter vastagságban agyag települ, melynek — nyugodt települési viszonyok közt — az alja uralkodóan barnássárga, míg felsőbb része sötétszürke színű. Ennek a helyenként mangánérc-gumókat is tartalmazó, a toarci anoxikus eseményhez kapcsolható agyagos képződménynek (Úrkúti Mangánérc Formáció sensu KONDA 1988 és CSÁSZÁR et al. 1998) a bővebb leírását később adjuk meg.

A toarci agyagra kb. 2 méter vastagságban vékonyréteges, vörös, gumós, agyagos márga, mészmárga, helyenként agyagos mészkő, az alsó- és középső-toarci (KONDA 1988, VÖRÖS & GALÁCZ 1998) Kisgerecsei Márga települ (*2. ábra*), amely litológiai jellegeiből adódóan a toarci agyagnál nagyobb nyírószilárdságú, de a rideg mészköveknél képlékenyebb anyagként képes deformálódni. A Kisgerecsei Márgára éles határral települ a Tölgyháti Mészkő (*2. ábra*). Az itteni típusfeltárásában mintegy 13 méter vastagságban feltárt képződmény vörös, agyagközös, leggyakrabban gumós megjelenésű mészkő (KONDA 1988, CSÁSZÁR et al. 1998), rendkívül gazdag ammoniteszfaunával. Fedője a Lókúti Radiolarit, amely 2-3 m vastag, barnásvörös, vékonypados, radiolariás tűzkő (DOSZTÁLY 1998); ezt az „oxfordi mészkő" fedi (CECCA et al. 1993, FŐZY 1993), ami a Pálihálási Formáció része.

Szerkezeti megfigyelések

A Tölgyháti-kőfejtő klasszikus, jól dokumentált keleti részén lévő feltárás (*1., 2. ábra*) számos érdekes szerkezetgeológiai jelenséget rejt. Legelsőként talán a jura képződményeket — a Törökbükki Mészkövet, a toarci agyagot, a Kisgerecsei Márgát és a Tölgyháti Mészkövet — elnyíró normálvető tűnik szembe. Ezt a szerkezetet eddig többen is észlelték, és a szelvényeiken, a feltárásleírásaikban doku-

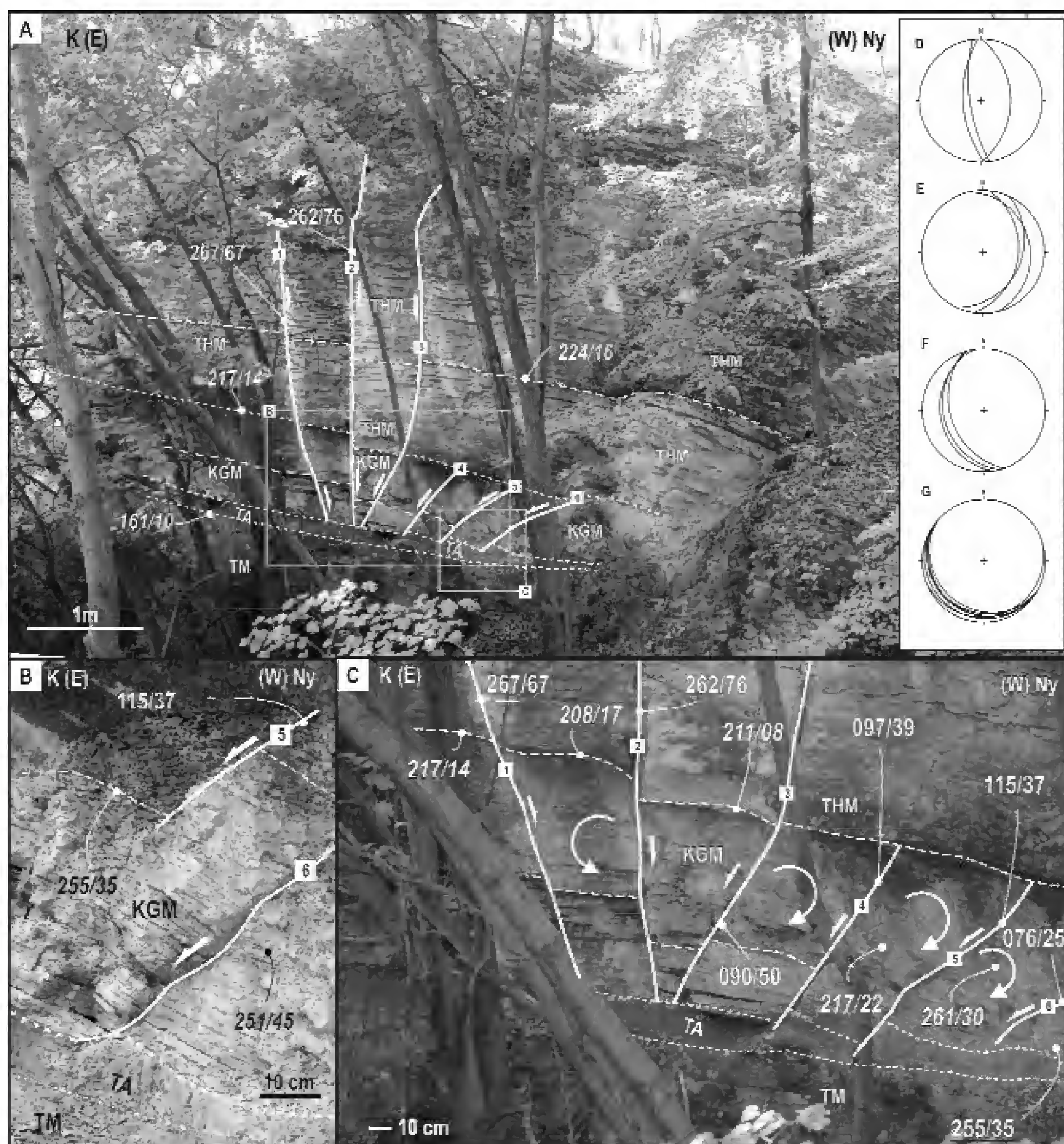


2. ábra. A Tölgyháti-kőfejtő keleti feltárása

A fehér háttéren lévő egyedi számok a vetők sorszámát, az összetettek a 4. ábrán bemutatott vetőkarcok mérési helyeire utalnak. Az álló fehér számok vetősíkok, a dőltek rétegdőlések értékeinek átlagai; a vonalak a mérési pontokra mutatnak. A fehér nyilak a mozgás és nyírás irányát tüntetik fel. A vastag fehér vonalak töréseket, a vékonyabb pontozattak képződményhatárokat mutatnak. Az F ábra a sorszámozott vetők vetületi képét, a G ábra az általános rétegdőlést, a H ábra pedig a 3. és 4., illetve 4. és 5. vető közötti átlagos rétegdőlést mutatja Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel. A szürke keretek a B–E részábrák helyét mutatják. A PM, TM, TA, KGM, THM és LR rendre a Pisznicei Mészkő, Törökbükki Mészkő, toarci agyag, Kisgerecsei Márga, Tölgyháti Mészkő és Lókúti Radiolarit Formációk rövidítései

Figure 2. *The eastern outcrop of Tölgyhát Quarry*

Single black numbers on white background show the number of fault; numbers separated with slash indicate striae measurement locations referring to the Figure 4. Normal and italic white numbers refers to the average dip direcion and dip of faults and beddings, respectively. White arrows show the diretion of movement and shear. Thick white and thin dotted lines show faults and formation boundaries. Insert F, G and H shows the stereographic projection drawn on Schmidt net, lower hemisphere of numbered faults, the general bedding measured in outcrop and the bedding between faults no. 3–4 and 4–5, respectively. Grey borders indicates the inserts B–E. Abbreviations PM, TM, TA, KGM, THM and LR refer to Pisznicei Limestone, Tűzkövesárok Limestone, Toarcian clay, Kisgerecse Marl, Tölgyhát Limestone and Lókút Radiolarite Formations, respectively



3. ábra. A Tölgyháti-kőfejtő nyugati feltárása

A fehér háttéren lévő egyedi számok a vetők sorszámát, az összetettek a 4. ábrán bemutatott vetőkarcok mérési helyeire utalnak. Az álló fehér számok síkok, a dőlt fehér számok rétegdőlések értékeinek átlagai; a vonalak a mérési pontokra mutatnak. A fehér nyilak a mozgás és nyírás irányát tüntetik fel. A vastag fehér vonalak töréseket, a vékonyabb pontozottak képződményhatárokat mutatnak. A fehér szaggatott vonal referencia-réteget mutat. A D és E ábra az 1–3, illetve 3–6. számú számú vetők képét, az F ábra a 3–6. vetők közötti rétegdőlést, a G ábra pedig az általános rétegdőlést mutatja Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel. A szürke keretek a B és C részábrák helyei. A PM, TM, TA, KGM és THM rendre a Pisznicei Mészkő, Törökbükki Mészkő, toarci agyag, Kisgerecsei Márga és Tölgyháti Mészkő Formációk rövidítései

Figure 3. *The eastern outcrop of Tölgyhát Quarry*

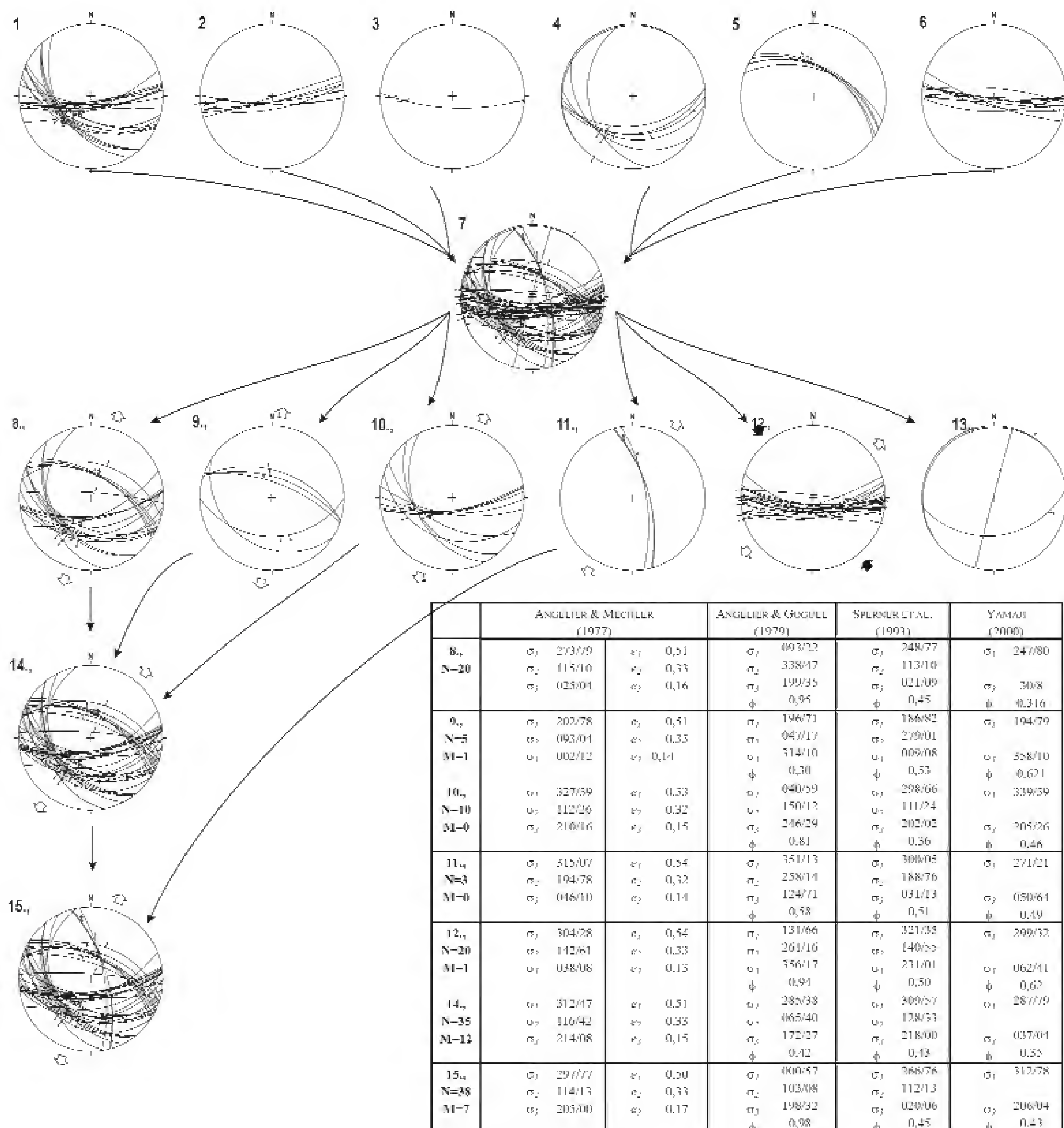
Single black numbers on white background show the number of fault; numbers separated with slash indicate striae measurement locations referring to the Figure 4. Normal and italic white numbers refer to the average value of dip direcion and dip of faults and beddings, respectively. Scattered lines show reference horizons. White arrows show the diretion of movement and shear. Thick white and thin dotted lines show faults and formation boundaries. Insert D and E show the stereographic projection of faults 1–3 and 3–6 respectively; insert F and G indicates the bedding between faults 3–6 and the general bedding; all stereoplots use Schmidt-net, lower hemisphere. Grey borders refer the inserts B and C. Abbreviations PM, TM, TA, KGM and THM refer to Pisznice Limestone, Tűzkövesárok Limestone, Toarcian clay, Kisgerecse Marl and Tölgyhát Limestone Formations, respectively

mentálták is (a teljesség igénye nélkül VIGH 1961, FÜLÖP 1971, KONDA 1988, illetve kéziratos formában CZAUNER et al. 2006, BOTFALVAI et al. 2007), azonban a szerkezet leírását és kialakulásának mechanizmusát nem ismertették; jelen dolgozat ezt a hiányt hivatott pótolni.

Munkánk során a feltárásban megfigyelhető szerkezetek értelmezését és a működés megértését elősegítendő méréseket végeztünk. A dokumentált mindösszesen 153 rétegdőlés- és vetősíkadatot — amennyiben lehetséges volt, úgy azok átlagolása során — megfelelően csoportosítva a feltárásrészletek ábráin (*2., 3. ábra*), a vetőkarcokat pedig feldolgozásuk később ismertetésre kerülő folyamatával együtt az *4. ábrán* mutatjuk be. A nyugati feltárásrészlet vetőit a könnyebb magyarázat kedvéért a *2.* és *3. ábrán* számozással is elláttuk.

A keleti feltárás

A leglátványosabb, elsőként akár laikus számára is szembeötlő szerkezetet az észak-déli csapású fallal szembefordulva, a Tölgyháti-kőfejtő keleti oldalán (*1., 2. ábra*), a gumós



	Angelier & Mechler (1977)		Angelier & Goguel (1979)	Sperner et al. (1993)	Yamaji (2000)
8., N=20	σ_1 273/79	e_1 0,51	σ_1 093/72	σ_1 248/77	σ_1 247/80
	σ_2 115/10	e_2 0,33	σ_2 338/47	σ_2 113/10	
	σ_3 025/04	e_3 0,16	σ_3 199/35	σ_3 021/09	σ_3 30/8
			ϕ 0,95	ϕ 0,45	ϕ 0,316
9., N=5, M=1	σ_1 202/78	e_1 0,51	σ_1 196/71	σ_1 186/82	σ_1 194/79
	σ_2 093/04	e_2 0,33	σ_2 047/17	σ_2 279/01	
	σ_3 002/12	e_3 0,14	σ_3 314/10	σ_3 009/08	σ_3 358/10
			ϕ 0,30	ϕ 0,53	ϕ 0,671
10., N=10, M=0	σ_1 327/59	e_1 0,53	σ_1 040/59	σ_1 298/66	σ_1 339/59
	σ_2 112/26	e_2 0,32	σ_2 150/12	σ_2 111/24	
	σ_3 210/16	e_3 0,15	σ_3 246/29	σ_3 202/02	σ_3 205/26
			ϕ 0,81	ϕ 0,36	ϕ 0,46
11., N=3, M=0	σ_1 315/07	e_1 0,54	σ_1 351/13	σ_1 300/05	σ_1 271/21
	σ_2 194/78	e_2 0,32	σ_2 258/14	σ_2 188/76	
	σ_3 046/10	e_3 0,14	σ_3 124/71	σ_3 031/13	σ_3 050/61
			ϕ 0,58	ϕ 0,51	ϕ 0,49
12., N=20, M=1	σ_1 304/28	e_1 0,54	σ_1 131/66	σ_1 321/33	σ_1 299/32
	σ_2 142/61	e_2 0,33	σ_2 261/16	σ_2 140/55	
	σ_3 038/08	e_3 0,13	σ_3 356/17	σ_3 231/01	σ_3 062/41
			ϕ 0,94	ϕ 0,50	ϕ 0,62
14., N=35, M=12	σ_1 312/47	e_1 0,51	σ_1 285/38	σ_1 309/57	σ_1 287/79
	σ_2 116/42	e_2 0,35	σ_2 065/40	σ_2 128/33	
	σ_3 214/08	e_3 0,15	σ_3 172/27	σ_3 218/00	σ_3 037/04
			ϕ 0,42	ϕ 0,43	ϕ 0,55
15., N=38, M=7	σ_1 297/77	e_1 0,50	σ_1 000/57	σ_1 266/76	σ_1 312/78
	σ_2 114/13	e_2 0,33	σ_2 103/08	σ_2 112/13	
	σ_3 205/00	e_3 0,17	σ_3 198/32	σ_3 020/06	σ_3 206/04
			ϕ 0,98	ϕ 0,45	ϕ 0,43

4. ábra. A Tölgyháti-kőfejtőben talált vetőkarc-csoportok Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel

A fekete és fehér nyilak a maximális és minimális horizontális főfeszültség irányai. További magyarázat a szövegben. N: adatok száma, M: a feszültségtérbe 20 foknyinál nagyobb hibával illeszkedő karcok száma

Figure 4. *Fault slip datasets from the Tölgyhát Quarry on Schmidt net, lower hemisphere*

Black and white arrows shows the maximal and minimal horizontal stress directions, respectively. Detailed explanation in text. N: number of striaes shown on stereoplot; M: number of striaes with more than 20 degree misfit to stress axes

megjelenésű, hullámos réteghatárokkal bíró Kisgerecsei Márgában láthatjuk. Itt két, egymással párhuzamos vetős felület (*2B, 2C* és *2D ábra,* 1. és 2. normálvetők) figyelhető meg. Vetőkarcokat egy helyen észleltünk a csúszási síkon (*2A, 4/1.* és *4/2. ábra*); az észlelt karcokat jelleg szerint elkülönítve mutatjuk be. A feltárásban megállapítható volt, hogy a normális jellegű karcok felülírják a jobbos oldalelmozdulásosakat.

A mozgás jellegét a kettős vetősíktól északra (balra) elhelyezkedő rétegek lefelé görbülése is kiválóan mutatja. Szintén hasonló módon déli irányba lefelé görbülő, avagy kibillentett, elnyírt rétegcsomagokat lehet felismerni a két vető közötti mintegy 20-40 centiméteres távon. Figyelemreméltó, hogy a Kisgerecsei Márga két vető közötti tömbjei teljesen összetöredeztek és szétnyíródtak. Ennek a vetőpárnak a folytatása lejjebb nem észlelhető (*2. ábra*), a síkok a Törökbükki Mészkő rétegeit már biztosan nem metszik itt át; felfelé a feltárás legtetejéig látható a vetőpár, de megközelíteni már nem lehet. Mindenképpen figyelmet érdemel — és a szerkezet értelmezése során is jelentőséget kap — a két normálvető igencsak meredek volta.

A normálvetők folytatása kicsit odébb, déli irányban mintegy öt méterre található meg; ez a vetőszakasz már met-

szi a toarci agyag alatti idősebb képződményeket, azaz a Törökbükki Mészkövet és Pisznicei Mészkövet is. Ismételten nem egy önálló, hanem két, egymással párhuzamos vetővel állunk szemben (*2. ábra*, 6. és 7. vetők). Immár a teljes elvetés mértéke is becsülhető lesz: ez nagyjából 1,5–2 méterre tehető. A két párhuzamosan futó vető között a Kisgerecsei Márga elnyírt, deformált, elvonszolt rétegei-blokkjai ismerhetők csak fel, a toarci agyag nem jelenik meg. A feltárás képét alaposabban szemügyre véve megállapítható, hogy a *2. ábra* 6. vetője nem csak az idősebb, hanem a Kisgerecsei Márgánál fiatalabb képződményeket is mintegy fél méternyit elveti. A 7. vető alsóbb részén három jobbos jellegű vetőkarcot (*2A, 2B* és *4/3. ábra*), a felsőbb, kevésbé meredek szakaszán viszont normális elmozdulást mutató karcokat észleltünk (*2A, 2B* és *4/4. ábra*).

Figyelmet érdemel, hogy a feltárás legképlékenyebb anyagaként viselkedő toarci márga és a kis nyírószilárdságú Kisgerecsei Márga vastagságában jelentős változékonyság figyelhető meg. A szerkezetileg leginkább igénybevettnek tűnő részen (*2. ábra*, 2. és 6. normálvető közötti szakasz) a toarci agyag gyakorlatilag nem jelenik meg, a Kisgerecsei Márga vastagsága is jelentősen csökken. A márga rétegzettsége helyenként teljesen el is tűnik és csak az egymást követő meszesebb gumók sejtetik az eredeti rétegdőlést.

A fentebb említett meredek normálvetőkön kívül laposabb szögű, az előbbi vetőkhöz képest ellentétes elvetésű elemek is azonosíthatók a Tölgyháti Mészkő viszonylag épen maradt részein (*2B, 2D* és *2E ábra*, 3., 4. és 5. vetők); a síkon az elmozdulás jellegét mutató normálvetős karcokat észleltünk (*2A, 2B, 2D és 4/5. ábra*). Fontos hangsúlyozni, hogy — pl. a *2B* és *2E* ábra 4. és 5. vetője között — az általánostól jelentősen eltérő délnyugatias rétegdőlést tapasztalunk. Ez az észlelés mintegy megelőlegezi a laposszögű normálvetők jelenléte és a rétegdőlésben tettenérhető változás közötti kapcsolatot.

A nyugati feltárás

A Tölgyháti-kőfejtő nyugati, kevéssé ismert feltárásában (*1.* és *3. ábra*) szintén figyelemreméltó szerkezetgeológiai jelenségeket találhatunk. A déli oldalon lévő fallal szembeállva rögtön szemünkbe ötlik három meredek dőlésű, ám alsóbb részén egyre enyhébben dőlő síkszerű elem (*3A* és *3C ábra*, 1., 2. és 3. síkok, továbbá *3D ábra*), melyek a Tölgyháti Mészkő Formáció legalsó rétegeit jól láthatóan elvetve még a Kisgerecsei Márgába, valamint a toarci agyag tetejébe is behatolnak, azonban az agyagot nem metszik át és a fekü Törökbükki Mészkőben sem észlelhetők. A síkszerű elemek felsőbb része inkább húzásos kőzetrésnek mondható; elvetés nem volt észlelhető a síkhoz kapcsoltan. A jól láthatóan elvetést okozó vetők felfelé haladva szépseprűződnek, megjelenésükben egyre inkább kőzetrés jelleget öltenek, majd a Tölgyháti Mészkő magasabb részén elhalnak.

A Tölgyháti Mészkő rétegei nyugat felé (jobbra) meredeken, redőszerűen meggörbülnek (*3A ábra*), míg ez a jelenség például a feltárás alsó részét alkotó Törökbükki Mészkőben nem érhető tetten. Sajnos a rétegzés nyugati folytatását törmelék fedi, így csak öt méterrel odébb, egy kis foltban jelennek meg újra a Tölgyháti Mészkő rétegei; a képződmény immár ellentétes, keleties dőlésű, és rétegei szintén redőszerűen görbültek.

Figyelmet érdemel a normálvetők dőlésiránya és a vetők mentén tapasztalható elvetés iránya is. A feltárásrészlet keleti oldalán található vetők (*3A* és *3C ábra*, 1. és 2. vetők) esetén a síkok dőlése nyugatias, és mint a *3A* és *3C ábrákon* tisztán látható, a felület nyugati oldalán lévő kőzettest van levetett pozícióban. Nyugat felé haladva megfigyelhető, hogy a többi normálvető (*3A* és *3C ábra*, 3., 4., 5. és 6. vetők, továbbá *3E ábra*) esetén a sík dőlése keleties, és ezzel összhangban a keleti oldalon lévő kőzettest van levetve. A leginkább levetett helyzetben a *3A* és *3C ábrán* látható 2. és 3. vetők közötti blokk van.

További látványos jelenséget fedezhetünk fel a Kisgerecsei Márgában és a toarci agyagban. Jól látható, hogy keletről nyugat felé haladva a Kisgerecsei Márga tömbjei egyre laposabb síkok mentén érintkeznek egymással, emiatt rétegzésük következetesen egyre meredekebbé válik (*3C* és *3F ábra* — a kezdeti 217/14-es rétegdőlés meredeksége 255/35-re nő). A Kisgerecsei Márga blokkjainak keleti (bal) oldalán a toarci agyag rétegei kivastagodnak, ezzel ellentétben a nyugati (jobb) oldalon akár teljesen hiányozhatnak is (vö. *3B, 3C ábra*).

Az agyag és a márga vastagsága is a blokkok geometriájához köthetően változik. A feltárás keleti (bal) oldalán a toarci agyag vastagsága nagyjából 40–50 centiméter, nyugat felé haladva pedig általánosságban egyre vékonyabb lesz; a feltárt rész nyugati felére érve pár centiméteres vékonyságúra nyíródik ki. Hasonló viselkedést tapasztalhatunk a Kisgerecsei Márga esetén is, melynek enyhén vagy egyáltalán nem deformált részein világosabb hússzínű és határozottan rózsaszínes, gumós rétegek váltakozása észlelhető (*3C ábra*, pl. 1. és 2. vető között). Nyugat felé haladva a kiforgó blokkok alján a legalsó rétegcsomag már csak hellyel-közzel, általában elnyírva ismerhető fel (*3B és 3C ábra* 5. és 6. vetője között), míg a maradék három rétegcsoport szinte tökéletesen észlelhető.

A tárgyalandó deformációkhoz ugyan nem kapcsolódik szorosan a kőfejtő északnyugati felében található kitűnően feltárt fal (*1. ábra*), melynek oldalát több négyzetméteren vastag jobbos jellegű karcok fedik (*4/6. ábra*), de mégis érdemes megemlíteni, mert az elmozdulások korának meghatározásában ezek jelentős szerepet kaptak.

A toarci agyag szerepe

A Tölgyháti-kőfejtő a klasszikus toarci agyag (Úrkúti Mangánérc Formáció) egyetlen, Gerecsében ismert előfordulási helye (CSÁSZÁR et al. 1998, KONDA 1988); térképezhető méretben pedig csak a Bakonyban jelenik meg. A képződmény vastagsága a deciméteres nagyságrendbe tartozik, a Tölgyháti-kőfejtőben a 40 centimétert sem igazán haladja meg. A képződmény a kőfejtő mindkét leírt feltárásában két részre osztható: egy jól elkülöníthető, feketés, sötétszürkés

vagy kékes színű, agyagos, helyenként mangángumókat is tartalmazó felsőbb, és egy rétegtanilag idősebb, vastagabb, sárgás–okkerszínű, szintén agyagos alsó részre. E két rész érintkezése igen jól hangsúlyozza a képződményben lévő deformációs bélyegeket. Mindkét tag szerkezetileg erősen igénybevett; helyenként megfigyelhető, hogy a fekü- és fedőrétegek közül teljesen kinyíródik. Esetenként a feltárásban észlelhető vastagsága egy méteren belül is drasztikusan változhat: ez a változás mindig valamilyen, a környező kőzetben megjelenő töréses szerkezethez köthetően jelenik meg. A képződmény anyagi minőségét és az észlelt szerkezetekhez való kapcsolatát szem előtt tartva belátható, hogy a toarci agyag remek nyírózónaként működik.

Szerkezeti értelmezés

A keleti feltárás

A keleti feltárás szerkezeti magyarázatának legfontosabb elemeit a képlékeny toarci agyagon átlépő, függőlegeshez közeli normálvetők adják; az egyik félvetőn létrejövő deformáció jórészt a toarci agyagon, továbbá a kis nyírószilárdságú Kisgerecsei Márga Formáción keresztül adódik át a másik félvetőre. A dolgozatunkban ismertetett modell hasonló a Hamblin (1965) és Hobbs et al. (1976) eredményet felhasználó Rykkelid & Fossen (2002) által közölt modellhez. A deformációs folyamatot a könnyebb érthetőség kedvéért lépésekre bontva ismertetjük, annak tudatában, hogy ezek a szerkezeti lépések javarészt egyszerre valósultak meg.

0. A feltárásban (*5A ábra*) észlelt normálvetők meredek volta, a rajtuk észlelt jobbos oldalelmozdulásos jellegű vetőkarcok, ezeknek a normál jellegű karcokhoz való viszonya és a később tárgyalásra kerülő vetőkinematikai és vetődinamikai értelmezés oldalelmozdulásos (*5B ábra*) preformáltságot sejtetnek; később ezen síkok reaktiválódhattak normálvetőként.

1. A normális elmozdulás során a két félvető a nagy nyírószilárdságú mészkőben (Pisznicei, Törökbükki és Tölgyháti Mészkő Formációk) töréses, a kisebb nyírószilárdságú képződményekben — azok reológiai tulajdonságai okán — képlékeny szerkezetalakulást idéz elő. A toarci agyag képlékeny deformációja — figyelembe véve, hogy széthúzásról van szó — jelen esetben annak jól látható kivékonyodását, esetlegesen teljes kinyíródását jelenti (*5C ábra*).

2. A kis nyírószilárdságú Kisgerecsei Márga Formáció is javarészt képlékenyen viselkedve veszi fel a deformációt. A toarci agyag és a márga reológiájának különbségére utal, hogy a márga már távolról sem vékonyodik ki annyira, mint az agyag, bár vastagságának csökkenése ténylegesen tetten érhető.

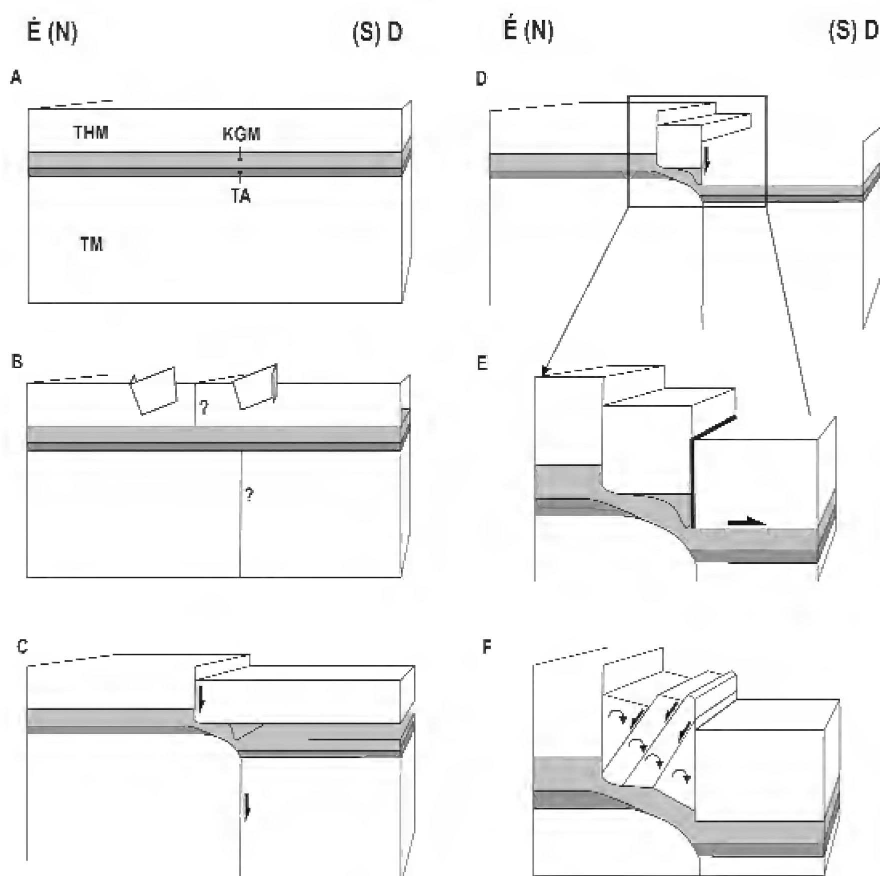
3. A normálvető működése közben a deformáció egy része áttevődött az elvetett blokk félvetője feletti részre, ezáltal a félvető felfelé harapózását okozva (*5D ábra*).

4. A normálvető működése során — minden bizonnyal az elvetett szárny déli irányba történő elmozdulása-elcsúszása (*5F ábra*) okán — űr alakul ki. Ennek megoldása lehet a meredek normálvetőkhöz képest antitetikus, helyenként igen laposszögű normálvetők kialakulása (*5G ábra*). Ezek egyrészt a szintetikus és antitetikus vetők (*2B, 2D* és *2E ábra,* rendre 2. és 3. vetők) által kontrollált blokk lezökkenését okozzák, másrészt az *antitetikus* vetők (*2B, 2D ábra,* 4. és 5. síkok) közötti testek *normális irányú kiforgását* okozzák.

A nyugati feltárás

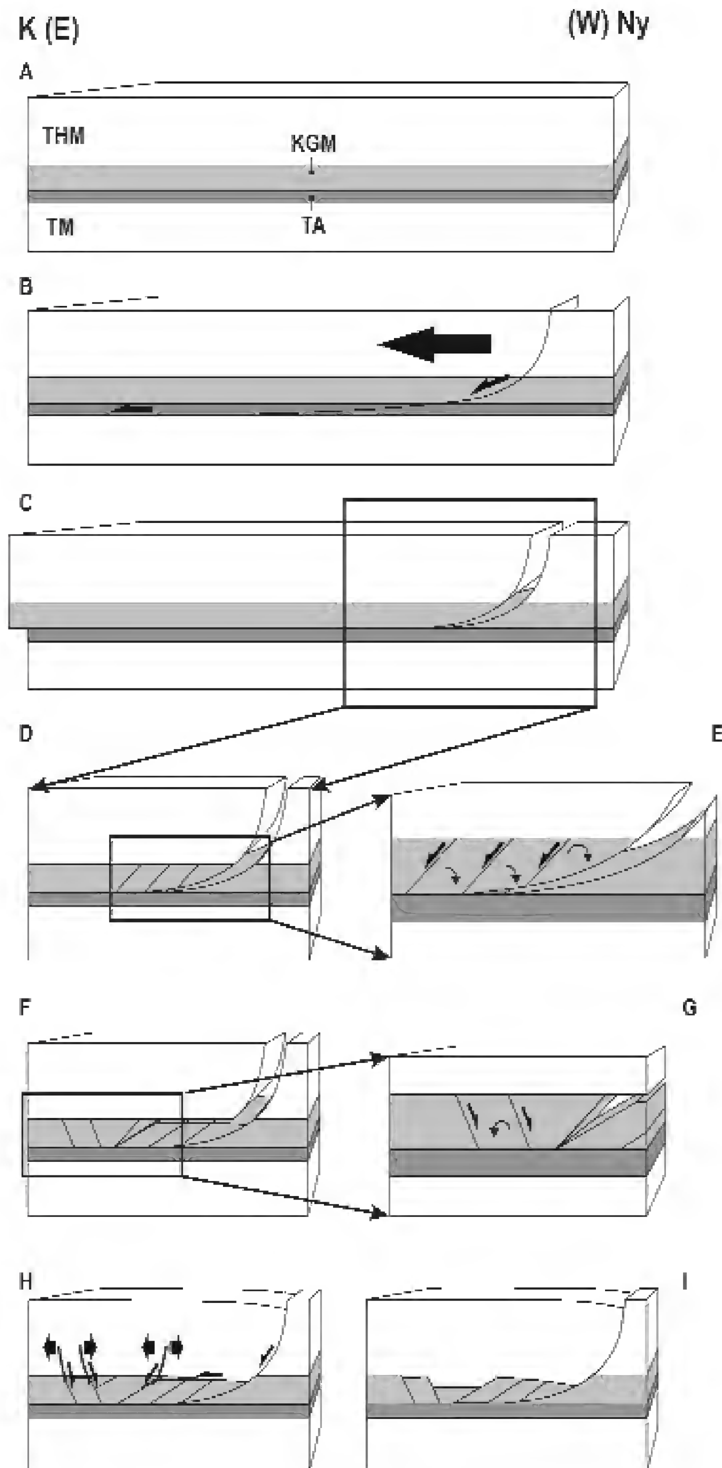
A nyugati feltárás szerkezeti értelmezésének kulcsa a Kisgerecsei Márga forgó blokkjaiban, illetve ezek geometriájában keresendő; ezen a nyomon elindulva találhatunk rá Lovering (1928) és Wernicke & Burchfiel (1982) modelljeire.

A fentebbiekből levezethető modell alapvető elemét egy lisztrikus normálvető adja, mely egy képlékeny és egy nagy nyírószilárdságú kőzet határát elérve áttevődik a képződményhatárra; jelen esetben ez a toarci agyag és a Törökbükki Mészkő Formáció határa. Az elvetett blokk húzás hatására bekövetkező keleties mozgása során űr alakul ki a fennmaradt és a levetett szárny között, mely helyprobléma kezelése egy több elemből álló folyamat során történik meg. A továbbiakban ezt diszkrét fázisokra



5. ábra. A Tölgyháti-kőfejtő keleti feltárásában található szerkezet kialakulásának nem méretarányos modellje
Magyarázat a szövegben

Figure 5. *Deformation model of eastern outcrop in Tölgyhát Quarry; not to scale*
More explanation in text



6. ábra. A Tölgyháti-kőfejtő nyugati feltárásában található szerkezet kialakulásának nem méretarányos modellje
Magyarázat a szövegben

Figure 6. *Deformation model of western outcrop in Tölgyhát Quarry; not to scale*
More explanation in text

bontva kerülnek ismertetésre, tudván azt, hogy a lentebbi önálló lépések egymással gyakorlatilag egy időben játszódtak le.

1. A szerkezetalakulás első lépéseként a feltárásban található rétegsornak (*6A ábra*) a toarci agyag feletti része egy lisztrikus vető által elvetve keletre (balra) mozdult el (*6B ábra*); ennek során űr alakult ki a normál és az elvetett blokk között (*6C ábra*). Maga a normálvető a jelenlegi feltártság mellett nem észlelhető; meredekebb szakaszát jelenleg törmelék fedi, geometriája csupán sejthető.

2. A helyprobléma kezelése során a levetett tömb képlékeny és töréses belső deformációt szenved. Ennek során a levetett szárny egy része — ez a kisebb nyírószilárdságú Kisgerecsei Márga — blokkokra tagolódott (*6D ábra*), mely blokkok a toarci agyagot képlékenyen deformálva elforogtak (*6E ábra*); ennek értelmében a blokkok „oldalait" alkotó síkok a lisztrikus normálvetőhöz képest *forgó szintetikus normálvetők*nek tekinthetők. Maguk a blokkok is nyírást szenvednek, ennek során a normális szárny felé közeledve megfigyelhető a azok aljának egyre jelentősebb lenyírása. A testek elforgásával egyidőben űr keletkezett; ide préselődött be a lenyírt agyag egy része (vö. *3B ábra*).

3. A normális szárny felé közeledve egyre nagyobb űr vár kitöltésre (legtöbb hely a normális szárnyhoz legközelebbi blokk számára áll rendelkezésre); ez összhangban van azzal a megfigyeléssel, hogy a normális szárnyhoz legközelebbi blokk szenvedte a legnagyobb elforgást.

4. A blokkok kiforgása során a legkeletibb elforgó tömb és a még deformálatlan Kisgerecsei Márga kőzettestje között újabb helyprobléma alakul ki (*6F ábra*). Ennek az űrnek a betöltése — az előzőekben bemutatottakhoz képest — antitetikus normálvetők mentén történő mozgással oldható meg (*6G ábra*). Ez a lépés minden bizonnyal kapcsolatban van annak a három meredek síknak a kialakulásával (*3A* és *3C ábra*, 1., 2. és 3. vetők), amelyek a Tölgyháti Mészkő alsó szakaszán normálvetőként, fentebb pedig húzásos kőzetrésként viselkednek; kialakulásuk összefüggésben lehet a fentebb említett helyproblémával (*6H ábra*).

5. Figyelembe véve, hogy a talpi szárnyhoz legközelebbi (legnyugatibb) blokk forgott a legtöbbet, továbbá szem előtt tartva, hogy szintén ezen blokkok aljából nyíródott le a legtöbb anyag, belátható, hogy a Kisgerecsei Márga vertikális vastagsága a deformálatlan kőzettesttől a talpi szárny irányába (keletről nyugatra) haladva folyamatosan csökken, így képlékenyebb Kisgerecsei Márga és a nagyobb nyírószilárdságú Tölgyháti Mészkő Formációk határán újabb helyprobléma lép fel (*6H ábra*).

6. Ez a helyprobléma egy rágördülő (rollover) antiklinális kialakulásával oldható meg; e folyamat során is működésbe lépnek a Tölgyháti Mészkőben lévő meredek törések (*3A* és *3C ábra,* 1., 2. és 3. vetők), immáron húzásos kőzetrésekként (*6H ábra*).

7. A rágördülő antiklinális kialakulása során nyírás jön létre a kisebb nyírószilárdságú Kisgerecsei Márga és a nagy nyírószilárdsággal rendelkező Tölgyháti Mészkő Formáció között; a nyírás iránya — pusztán geometriai megfontolások okán — keleties vergenciájú (vö. *6H ábra*). Könnyen belátható, hogy a nyírás mértéke — a rágördülő antiklinális rétegeiben lejátszódó deformáció mértékével összhangban — a normál szárny felé egyre növekszik; ez a folyamat szintén közrejátszik a Kisgerecsei Márga blokkjainak kiforgásában.

8. Minél jelentősebb a nyírás, annál jobban elfordulnak a blokkok — olyannyira, hogy WERNICKE & BURCHFIEL (1982) szerint az elmozdulás, azaz összességében az elvetés mértéke a nyírósíkok, valamint az elfordulás szöge alapján meg is becsülhető. Ez az egyes tömbökre (kelet felől nyugatra haladva) azok eredeti szélességének rendre 0, 3, 5, 15 és 30 százaléka; összességében az elvetés a méternyi nagyságrendbe tehető.

Vetőkinematika, vetődinamika, működési kor

A feltárás szerkezeti jelenségeinek bemutatását és értelmezése nem lehet teljes a szerkezetalakító lépések korának megismerése nélkül. Az alábbiakban az észlelt mozgások — oldalelmozdulások és normálvetők — feltételezett dinamikáját, működési sorrendjét és korát ismertetjük. Sajnálatos módon a terület feltártsági viszonyai, valamint a nagyszámú fiatal szerkezetalakító fázis (vö. BADA 1994, BADA et al. 1996, FODOR et al. 1999, MÁRTON & FODOR 2003, illetve összefoglalóan SASVÁRI 2008) felülbélyegző hatása nem tette lehetővé a fenti módszerek alkalmazását. Az észlelt elmozdulások korának meghatározása — mint a Gerecse kiemelt részein általában — csak a Dunántúli-középhegység egyéb részeiből származó észlelések figyelembe vételével volt lehetséges.

A vetőkarcok inverziója

A feltárásban összesen 61 darab vetőkarcot észleltünk (*4/7. ábra*); ezek között a szerkezetalakulás rekonstrukciója szempontjából említendő egymást felülíró karcok is találhatók (lásd később). A lentebb bemutatott adatfeldolgozást elvégeztük mind a rétegdőlésekkel (*2G* és *3G ábra*) visszabillentett, mind a korrigálatlan adatokra is; mivel a kapott végeredményekben érdemi eltérést nem tapasztaltunk, így csak a rétegdőléssel visszabillentett vetőkarcokat mutatjuk be.

Az adatok kis száma miatt a legbiztosabb kézi leválogatás módszerével bontottuk szét a teljes Tölgyháti-kőfejtő területén mért vetőkarcsereget. Ennek során elsőként négy normálvetős, egy oldalelmozdulásos és egy, a többibe nem illeszkedő vetőkarccsoportot alakítottunk ki (*4/8., 4/9., 4/10., 4/11., 4/12.* és *4/13. ábra*). Megpróbálkoztunk a normálvetők többféle csoportosításával is; az észak-északnyugati–dél-délkeleti irányú karcokat például különválasztottuk az észak-északkelet–dél-délnyugatiaktól, azonban több különböző kombináció esetén is egymáshoz viszonylag közeli tengelyirányokat eredményezett (vö. az *4/8.* és *4/9. ábrán* bemutatott karccsoport húzási irányait). Az inverziós eljárások végrehajtása (lásd később) során egyesítettük az 4/8-as, 4/9 és 4/10-es vetőkarccsoportokat (vö. *4/14. ábra*), valamint a az 4/11-es és 4/14-es csoportok kombinációját is elvégeztük (vö. *4/15. ábra*).

A vetőkarcok inverzióját négy módon:

— ANGELIER & MECHLER (1977) szerint,

— ANGELIER & GOGUEL (1979) szerint,

— a SPERNER et al. (1993) munkáján alapuló ORTNER et al. (2002) szerint, valamint

— YAMAJI (2000) nyomán végeztük el.

Megjegyzendő, hogy a programok zárt forráskódúak, csak az ORTNER et al. (2002) által felhasznált és eredetileg SPERNER et al. (1993) dolgozatában bemutatott forráskód ismert. Az *4. ábrán* található táblázatban foglaltuk össze a maximális, minimális és köztes főfeszültségek irányait, valamint a BISHOP (1966) szerint vett redukált főfeszültségek értékeit.

A vetőkinematika értelmezése során a SPERNER et al. (1993) eljárása alapján kapott rövidülési és tágulási irányokat fogadtuk el; a többi eljárás által adott végeredmény és a szemrevételezés alapján várható megoldás között időnként jelentős eltérések voltak. Erre példa az *4/8. ábrán* látható vetőkarccsoport inverziója ANGELIER & GOGUEL (1979) és SPERNER et al. (1993) szerint, továbbá az *4/10. ábrán* bemutatott vetőkarccsoport inverziója SPERNER et al. (1993) és YAMAJI (2000) szerint. Egyes eljárások időnként indokolatlanul ferde feszültségi tengelyeket adtak eredményül; erre példa az *4/8. ábrán* szereplő vetőkarc-csoport inverziója ANGELIER & GOGUEL (1979), valamint SPERNER et al. (1993) szerint, továbbá az *4/12. ábrán* közölt vetőkarccsoport inverziója SPERNER et al. (1993) és YAMAJI (2000) szerint.

A vetőkarcos adatok feldolgozása során összesen két jól elkülönülő feszültségteret azonosítottunk: egy északnyugat–délkeleti irányú összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos, továbbá egy megközelítőleg északkelet–délnyugati széthúzásos extenziós feszültségteret. A terepmunka során azt találtuk, hogy az oldalelmozdulásos karcokat (*4/2. ábra*) felülírják a normális karcok (pl. *4/1.* ábra), egyben irányt mutatva a működési kor keresésében.

Oldalelmozdulások

A Tölgyháti-kőfejtő északnyugati részén található feltárás (*1. ábra*) fala gyakorlatilag egyetlen nagy oldalelmozdulási felület, melyet sűrűn fednek jobbos oldalelmozdulást mutató karcok (*4/6. ábra*). Maga a sík nagyjából függőleges, csapása 90–270 és 100–280 fok közötti. A felületen kizárólag jobbos oldalelmozdulást mutató karcokat lehetett észlelni; a karcok csapásszöge legfeljebb 20 fok volt. A karcokat létrehozó feszültségteret északnyugat-délkeleti összenyomás és erre merőleges húzás jellemzi (vö. *4/12. ábra*). Hasonló oldalelmozdulást észleltünk a keleti feltárás egyik meredek normálvetőjénél is (*2A ábra*, 1. és 2. vetők, továbbá *4/2. ábra*).

Az északnyugat–délkeleti összenyomással bíró oldalelmozdulásos feszültségtér a Gerecse területéről és a teljes Dunántúli-középhegységből is kiválóan ismert; a munkaterületre vonatkozóan — a teljesség igénye nélkül — BADA (1994) és MÁRTON & FODOR (2003), valamint összegezve SASVÁRI (2008) ismerteti. A feszültségtér működésének korát legpontosabbban jelző szinszediment észlelések leírásai is rendelkezésre állnak: BADA et al. (1996), SZTANÓ & FODOR (1997), továbbá KERCSMÁR & FODOR 2005 és KERCSMÁR et al. 2006) dolgozatai mutatnak be üledékképződéssel egykorú bizonyítékokat. A fenti munkák eredményeit összevetve megállapítható, hogy a jobbos oldalelmozdulások kora minimálisan a *középső-eocén–késő-eggenburgi*ra, lehető legtágabb értelemben pedig a *kora-albai–kora-badeni* periódusra tehető.

Sík normálvetők

A Tölgyháti-kőfejtő sík normálvetőinek működése északkelet–délnyugati irányú táguláshoz közhető. Egymást

felülíró vetőkarcok (lásd fentebb) sugallják a megközelítőleg kelet-nyugati csapású jobbos jellegű oldalelmozdulások normálisan történő felújulását is. A felújult jobbos jellegű oldalelmozdulásokon kívül kiegészítő párban megjelenő új normálvetőket is találunk, ilyeneket mutat például az *4/8. ábra*.

A feszültségtér működési korának megállapításában — a vetőkarcok felülírásán túl — KORPÁS et al. (2002), MÁRTON & FODOR (2003), BUDAI et al. (2005), KISS & FODOR (2007), SASVÁRI et al. (2007) és SASVÁRI (2008) eredményeire támaszkodhatunk: ezen munkák egybevetésével a feszültségtér működésének kora nagy valószínűséggel a *kárpáti–kora-badeni* időintervallumra tehető.

Lisztrikus normálvető

A nyugati feltárásban található lisztrikus normálvető — és a hozzá köthető szerkezetek — működésének korára vonatkozóan csak a szerkezetalakulási modellből (*6. ábra*) és az észlelt törések-normálvetők geometriájából (*3D, 3E, 3F és 3G ábra*) indulhatunk ki, mivel vetőkarcos adatok nem állnak rendelkezésre; ezek alapján kelet–nyugati tágulással (és nyugatról keletre történő elvetéssel) állunk szemben.

Kelet–nyugati irányú tágulással jellemezhető feszültségteret a Gerecse területéről BADA (1994) munkája mutat be; a Dunántúli-középhegység egyéb részeiből például BERGERAT et al. (1984), MÁRTON & FODOR (2003), valamint BUDAI et al. (2005) munkája ismertet ilyen feszültségállapotot. Ugyanilyen főirányokkal bíró, ám oldalelmozdulásos jellegű feszültségi viszonyokra mutat példát BERGERAT (1989), CSONTOS et al. (1991), BADA (1999), MÁRTON & FODOR (2003) és SASVÁRI et al. (2007) dolgozata. Tágulásos jellegű, ám némileg eltérő főirányokkal bíró feszültségi viszonyokra pedig FODOR et al. (1994), BADA et al. (1996), továbbá KISS (1999) munkáiban találhatunk példákat.

Ezek egybevetésével, valamint SASVÁRI (2008) felhasználásával a lisztrikus normálvető működésének kora igen fiatal, leginkább a *késő-badeni–szarmata* intervallumra tehető, bár a fentebbi eredmények figyelembevételével nem zárhatjuk ki az ennél fiatalabb (*pannóniai vagy akár negyedidőszaki*) működés lehetőségét sem.

Következtetések

A feltárás szerkezeti fejlődésének első bemutatott lépését a kőfejtő északi és keleti feltárásaiban észlelt meredek síkok oldalelmozdulásos működése jelzi; ennek kora — szem előtt tartva a vetőkinematikai-vetődinamikai fejezetben bemutatottakat — legnagyobb valószínűséggel a középső-eocén–ottnangira, legtágabb értelemben a kora-albai–ottnangira tehető. Az oldalelmozdulások ottnanginál fiatalabb működésével nem számolunk; addigra már a normálvetőkkel kontrollált szerkezetalakulás látszik valószínűnek.

Ezt a lépést követte — minden valószínűséggel egy transztenziós lépésen keresztül — az oldalelmozdulások síkjának észak-északkelet–dél-délnyugati táguláshoz köthető normális működése, mely a keleti feltárás *átlépő elvonszolásos vetők* által kontrollált szerkezetét eredményezte; ennek a fázisnak a kora minden bizonnyal a *kárpáti–kora-badeni* időintervallumra tehető.

Ennél a lépésnél fiatalabb a kőfejtő nyugati feltárásában található, *lisztrikus normálvető* által kontrollált fázis; ennek korára a késői-badeni–szarmata időintervallumot tartjuk valószínűnek, fenntartva az ennél fiatalabb működés lehetőségét is.

A jura rétegsor kőzeteinek reológiájában jelentős eltérések érhetők tetten: a toarci agyag igen kis nyírószilárdsága okán képlékeny deformációt szenved, a kis nyírószilárdságú Kisgerecsei Márga pedig mind képlékenyen, mind törésesen deformálódik. A feltárás többi, nagyobb nyírószilárdságú képződményében képlékeny alakváltozást nem ismertünk fel.

Modellt adtunk a Tölgyháti-kőfejtő keleti feltárásában észlelhető szerkezet kialakulására: ennek értelmében átlépő elvonszolásos vetők által kontrollált alakváltozással állunk szemben, mely szerkezetben a két félvető között a deformáció a képlékenyen viselkedő toarci agyagon és — kisebb részt — a Kisgerecsei Márgán tevődik át. A ridegebb kőzetek töréses, a kisebb nyírószilárdságú kőzetek képlékeny alakváltozást szenvedtek. A rideg deformáció egy lépéseként antitetikus normálvetők által határolt blokkoknak az elvetett blokk felé irányuló *kiforgását* észleltük.

A nyugati feltárásrészlet modelljének alapját egy, a toarci agyagon lecsatolódó lisztrikus normálvető képezi. Ez utóbbi működése során — szintetikus és antitetikus — normálvetők által kontrollált *blokkrotációt*, mind pedig *rágördülő antiklinális* kialakulását lehetett dokumentálni.

Munkánk során kísérletet tettünk a keleti feltárásrészlet negatív virágszerkezetként történő magyarázatára is, azonban ezt a jelenlegi feltártsági viszonyok nem tették lehetővé — ennek értelmében ennek jelenlétét sem igazolni, sem kizárni nem állt módunkban.

Köszönetnyilvánítás

Mindezek az eredmények nem jelenhettek volna meg BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizella és SOMFAI Attila segítsége és hozzájárulása nélkül, feltétlen köszönet illeti mindannyiukat. A dolgozat lektorait — NÉMETH Norbertet és FODOR László Imrét — köszönet illeti szerteágazó és alapos munkájukért. A kézirat szóvirágainak visszametszésére POCSAI Tamás tett kísérletet.

Irodalom — References

ALBERT, G., BUDAI, T., CSILLAG, G., FODOR, L., GYALOG, L. & PEREGI, ZS. 2002: A Dunántúl-Észak terület fedetlen földtani térképe, 1:100'000. — *Kézirat*, MÁFI, MOL NyRt.

ANGELIER, J. & GOGUEL, J. 1979: Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. — *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Paris* **288**, 307–310.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la methode des dièdres droits. — *Bull. Soc. Géol. France* **VII/19**, 1309–1318.

BADA, G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 137 p.

BADA, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens: inferences from kinematic indicatiors and finite element modelling. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Vrije Univ., Amsterdam, 204 p.

BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B. & TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255,** 269–289.

BERGERAT, F. 1989: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **157**, 271–280.

BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984: Neotectonic outline of the Intra-Carpathian basin in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4,** 237–249.

BISHOP, A. W. 1966: The strength of solids as engineering materials. — *Geotechnique* **16**, 91–130.

BOTFALVAI, G., FÁBIÁN, P., KEMÉNY, B. & MOLNÁR, L. 2007: Gerecse terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 56 p.

BUDAI, T., FODOR, L., CSILLAG, G. & PIROS, O. 2005: A Vértes délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. — *A MÁFI Évi Jelentése a 2004. évről*, 189–202.

CECCA, F., FŐZY, I. & WIERZBOWSKI, A. 1993: Ammonites et paleoécologie: étude quantitative d'associations du Tithonian inferiéur de la Tethys occidentale. — *Geobios* **15**, 39–48.

CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 397–436.

CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F. & FODOR, L. 1991: Evolution of the stress field in the Carpatho–Pannonian area during the Neogene. — *Tectonophysics* **199**, 73–91.

CZAUNER, B., KISS, B., OROSZ, E. & SÁGI, T. 2006: Terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 66 p.

DOSZTÁLY, L. 1998: Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 273–296.

DULAI, A. 1998: A Pisznicei Mészkő hettangi és kora-sinemuri (alsó-jura) brachiopoda faunája a Keleti-Gerecsében és a tatai Kálvária-dombon. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 237–264.

FODOR, L., MAGYARI, Á. FOGARASI, A. & PALOTÁS, K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2,** 129–305.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYŐRFI, I, & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRANNE, M. (eds) *The Mediterrauean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogene. — Geological Society, London, Special Publications,* 295–334.

FŐZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite fauna from the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Földtani Közlöny* **123/4**, 441–464.

FÜLÖP, J. 1958: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **11**, 124 p.

FÜLÖP, J. 1971: Les formationes Jurassique de la Hongrie. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **54**, 31–46.

GYALOG, L., TULLNER, T., TURCZI, G. & TURTEGIN, E. 2007: Magyarország hegyvidéki területeinek fúrási és földtani térképi adatbázisa (a Magyar Állami Földtani Intézet és a Mol Rt. közös projektje). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004,* 145–166.

HAMBLIN, W. K. 1963: Origin of „reverse drag" on the downthrown side of normal faults. — *Geol. Soc. Am. Bul.* **76**, 1145–1164.

HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. 1976: *An outline of structural geology.* — John Wiley and Sons Inc., New York, 571 p.

KERCSMÁR, ZS. 2004: A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége. — *A MÁFI Évi Jelentése, 2002,* 163–174.

KERCSMÁR, ZS. & FODOR, L. 2005: Syn-sedimentary deformations in the Eocene Tatabánya Basin, Central Hungary. — *Geolines* **19,** 60–61.

KERCSMÁR, ZS., FODOR, L. & PÁLFALVI, S. 2006: Tectonic control and basin evolution of the northern Transdanubian Eocene basin (Vértes Hills, Central Hungary). — *Geolines* **20,** 64–66.

KISS, A. 1999: A Porvai-medence szerkezetalakulása. — *Diplomadolgozat, kézirat,* ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 91 p.

KISS, A. & FODOR, L. 2007: Miocene dextral transpression along the Csesznek zone of the northern Bakony Mountains (Transdanubian Range, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58,** 465-475.

KONDA, J. 1988: Gerecse, Lábatlan, Tölgyháti kőfejtő — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, 8 p.

KORPÁS, L., FODOR, L., MAGYARI, Á., DÉNES, GY & ORAVECZ, J. 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* **1998–1999/I–II.,** 57–93.

LOVERING, T. S. 1928: The fracturing of incompetent beds. — *Journal of Geology* **36**, 709–717.

MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363,** 201–224.

ORTNER, H., REITER, F. & ACS, P. 2002: Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB and TectonicFP for Windows. — *Computer & Geosciences* **28/10**, 1193–1200.

REZESSY, A. 1998: A Pisznicei Mészkő ciklussztatigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 297–320.

RYKKELID, E. & FOSSEN, H. 2002: Layer rotation around vertical fault overlap zones: observation from seismic data, field examples, and physical experiments. — *Marine and Petroleum Geology* **19**, 181–192.

SASVÁRI, Á. 2008: A Magas-Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138/2**, 445–468.

SASVÁRI, Á., KISS, A. & CSONTOS, L. 2007: Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mountains, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 477–486.

SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993: Fault-striae analysis: a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. — *Computers & Geosciences* **19/9**, 1361–1388.

SZTANÓ, O. & FODOR, L. 1997: Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: a felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai. — *Földtani Közlöny* **127/3–4**, 267–290.

VIGH, G. 1961: A gerecsei jura üledékek fácieskérdései. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve,* **43/2**, 463–468.

VÖRÖS, A. & GALÁCZ, A. 1998: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104**, 69–84.

WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. 1982: Modes of extensional tectonics. — *Journal of Structural Geology* **4/2**, 105–115.

YAMAJI, A. 2000: The multiple inversion method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. — *Journal of Structural Geology* **22**, 441–452.

Kézirat beérkezett: 2008. 06. 06.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
139/1, 67–82., Budapest, 2009

Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, I.

KESSLER Jenő

2130 Szigetszentmiklós, Ősz utca 14.
E-mail: kessler_jeno@yahoo.com

New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin, Part I

Abstract

During recent years the author has studied a number of fossil bird-bone remains from palaeontological sites in the Carpathian Basin. Publication of the results of the studies, following the taxonomic order of the remains, is planned in three papers. Podicipediformes to Galliformes and Tetraondidae form the subject of the first part. The second part will include the remains of Galliformes to the Charadriiformes, while the third part will concentrate on bird bones from Columbiformes to Passeriformes. In addition to the detailed description of new taxa, emphasis is placed on species that are already extinct.

In this paper (Part I) the following new fossil species are described: *Podiceps csarnotanus* n. sp.; *Heliadornis minor* n. sp.; *Egretta polgardiensis* n. sp.; *Clangula matraensis* n. sp. and *Mergus minor* n. sp.

While working on recently excavated materials, the author also revised the already published details on extinct species i.e. details which are the subject of controversial taxonomic positioning. Consequently, the species level of *Ciconia stehlini* JÁNOSSY, 1992; *Anas albae* JÁNOSSY, 1979; *Falco tinnunculus atavus* JÁNOSSY, 1972; *Tetrao praeurogallus* JÁNOSSY, 1969 and *Tetrao (Lyrurus) partium* KRETZOI, 1962 have been confirmed, while *Anser subanser* JÁNOSSY, 1983 and *Anas submajor* JÁNOSSY, 1979 — up until now ranked among the fossil species — have been considered as subspecies.

The published fauna list in this paper also includes the following recent taxa: *Pelecanus* sp., *Ardea cinerea, Egretta* sp. (*E. alba* size), *Botaurus* sp., *Anser anser, Tadorna ferruginea, Anas clypeata, Anas crecca, Anas* sp. (*A. querquedula* size), *Anas* sp. (*A. strepera/A. penelope* size), *Aythya* sp. (*A. ferina* size), *Anatidae* sp. indet., *Gypaetos barbatus, Aquila heliaca, Accipiter gentilis, Accipiter nisus, Accipiter* sp. (*A. nisus* size), *Buteo lagopus, Buteo* sp., *Circus* sp., *Pandion haliaetus, Falco* cf. *cherrug, Falco* sp. (*F. peregrinus* size), *Tetrao urogallus* and *Galliformes* sp. indet.

The aforementioned, recently identified new fossil species have been described according to the next characteristics:

Podiceps csarnotanus n. sp.

Locality and age: Csarnóta–2, Upper Pliocene (MN 15–16).
Holotype: distal fragment of right ulna (MÁFI V. 09. 61. 1) (*Figure 1*)
Sizes: E=3,14 mm; F=5,42 mm; G=3,63 mm
Diagnosis: a typically grebe ulna, with intermediary sizes of the Slavonian Grebe (*Podiceps auritus* LINNAEUS, 1758) and Red-Necked Grebe (*P. griseigena* BODDAERT, 1783).

Condylus ventralis (*Figure 1,* a) is more elongated than in the recent *Podiceps* and *Aechomophorus* species. *Condylus dorsalis* (*Figure 1,* b), however, does not emerges, but it is rounded. The cranial surface of the diaphysis is not so flat as in the recent species, but slightly convex.
Etymology: named after the site of Csarnóta.

Heliadornis minor n. sp.

Locality and age: Ajnácskő (Hajnacka, Slovakia), Upper Pliocene (MN 16);
Holotype: distal epiphysis of right humerus (MTM 2008. 44. 1); (*Figure 2*)
Sizes: F=8,67 mm , G=4,87 mm.
Diagnosis: the bone fragment shows the morphological features of tropical birds. The proximal edge of *condylus ventralis* (*Figure 2,* b) is sharp. The *incisura intercondylaris* (*Figure 2,* a) is deep, while the *epicondylus ventralis* (*Figure 2,* c) is rounded. The *fossa oleocrani* has a triangle-like shape and it is deep (*Figure 2,* d). This species is smaller than *Heliadornis ashby* OLSON, 1985 and *H. paratethydecus* MLÍKOVSKÝ, 1997.
Etymology: the species name refers to the smallest known member of the genera.

Egretta polgardiensis n. sp.

Locality and age: Polgárdi–4a, Upper Miocene (MN 13).
Holotype: distal fragment of left ulna (MÁFI V. 09. 62. 1) (*Figure 3*)
Sizes: E=4,52 mm, F=7,86 mm; G=7,16 mm.
Diagnosis: a characteristic little egret-like ulna, with the sizes of the recent species. In comparison with the ulna of the recent little egret (*Egretta garzetta* L. 1766), the *labrum condyli* (*Figure 3,* c) is elongated in cranial direction. The depression between *condylus dorsalis* and *condylus ventralis* (*Figure 3,* a) is deep. The button-like feature from the distal edge of *tuberculum carpale* (*Figure 3,* b) is missing.
Etymology: named after the locality.

Clangula matraensis n. sp.

Locality and age: Mátraszőlős–1, Middle Miocene (MN 6–8).
Holotype: distal end of right carpometacarpus (MMP 2008.509), (*Figure 4*)
Sizes: carpometacarpus F=5,0 mm, G=3,62 mm, height of the *synostosis* (H)= 3,83 mm, depth of the metacarpus II. (E')= 2,50 mm.
Diagnosis: the *synostosis* in the carpometacarpus is short (*Figure 4,* a), unlike in the *Anas* and *Aythya* genera. The *synostosis* is similarly short in *Buceplıala*, *Mergus* and *Oxyura*, but the characteristics of the *sulcus tendineus* in the fossil species (*Figure 4,* b) differs from the mentioned genera, which is not an S-shaped and wide cavity, but has a narrow and emerging edge.
Etymology: named after the area of Mátra Mountains, where the locality is to be found.

Mergus minor n. sp.

Locality and age: Mátraszőlős 1, Middle Miocene (MN 6-8).
Holotype: proximal part of the right radius (MMP 2006.341), (*Figure 5*)
Sizes: C=3,34 mm, D=3,08 mm, E=1,87 mm.
Diagnosis: according to the *caput radii* (*Figure 5,* b), the *cotyla humeralis* (*Figure 5,* a), the *tuberculum bicipitale* (*Figure 5,* c) and the *tuberculum capiti* in radius, this species belongs to the mergansers. It is the smallest species within this genus.
Etymology: the name refers to the small size of the species within the genera.

Keywords: Neogene, Quaternary, Carpathian Basin, Avifauna

Összefoglalás

Az utóbbi években a szerző számos fosszilis madárleletet határozott meg a Kárpát-medence területéről, melyeket rendszertani sorrendben, három egymás után következő dolgozatban mutat be. Az I. részben a búváralkatúaktól a tyúkalkatúakig (a fajdfélékkel bezárólag), a II. részben a tyúkalkatúaktól a lilealkatúakig, míg a III. részben a lilealkatúaktól az énekesmadarakig tárgyalja a fajokat. Az új taxonok részletes leírásra, míg a kihalt fajok revideálásra kerülnek.

Az I. részben a következő új fajokat írtam le: *Podiceps csarnotanus* n. sp.; *Heliadornis minor* sp. n.; *Egretta polgardiensis* n. sp.; *Clangula matraensis* n. sp.; *Mergus minor* n. sp. A már publikált, de vitatott rendszertani helyzetű kihalt fajok tárgyalása során a *Ciconia stehlini* Jánossy, 1992; *Anas albae* Jánossy, 1979; *Falco tinnunculus atavus* Jánossy, 1972; *Tetrao praeurogallus* Jánossy, 1969; *Tetrao (Lyrurus) partium* Kretzoi, 1962 fajok eredeti meghatározásának helyességét támasztom alá, míg az *Anser subanser* Jánossy, 1983 és *Anas submajor* Jánossy, 1979 fosszilis fajok esetében az alfajként való elismerését szorgalmazom.

A faunalistán a következő recens fajok is szerepelnek: *Pelecanus* sp., *Ardea cinerea, Egretta* sp. (*E. alba* méret), *Botaurus* sp., *Anser anser, Tadorna ferruginea, Anas clypeata, Anas crecca, Anas* sp. (*A. querquedula* méret), *Anas* sp. (*A. strepera/A. penelope* méret), *Aythya* sp. (*A. ferina* méret), *Anatidae* sp. indet., *Gypaetos barbatus, Aquila heliaca, Accipiter gentilis, Accipiter nisus, Accipiter* sp. (*A. nisus* méret), *Buteo lagopus, Buteo* sp., *Circus* sp ., *Pandion haliaetus, Falco cf. cherrug, Falco* sp. (*P. peregrinus* méret), *Tetrao urogallus* és *Galliformes* sp. indet.

Tárgyszavak: neogén, negyedidőszak, Kárpát-medence, madárfauna

Bevezetés, előzmények

A Magyar Természettudományi Múzeum Föld- és Őslénytárának, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumának gyűjteményében számos meghatározatlan madárősmaradványt találtam az utóbbi években, amelyek feldolgozása új eredményeket ígért a gerinces őslénytan számára. A jelzett gyűjtemények tudományos anyaga mellett a Pásztói Múzeum, a nagyváradi Körösök Vidéke Múzeum, a harkányi Beszélő Kövek Alapítvány kollekcióiban találtam a dolgozatom témájához illeszkedő, leírásra vagy revideálásra érdemes leleteket.

A változatos és gazdag leletanyag lehetővé tette, hogy az eddiginél bővebb és árnyaltabb képet kaphassunk a Kárpát-medence földrajzilag jól behatárolható területének madárvilágáról és annak változásáról az utóbbi 20 millió évben. A neogén jellegzetes tengeri környezete, a Pannon-tó kialakulása és feltöltődése, végül az eljegesedések nyomán létrejövő változatos ősföldrajzi feltételek eltérő jellegű faunák létrejöttéhez és evolúciójához vezettek. Az új lelőhelyről származó, illetve a régebbről ismert, de eddig meghatározatlan anyagok azonosítása révén az egykori madárvilággal kapcsolatos számos, eddig megválaszolatlan kérdésre kapunk feleletet, és új szempontok merülnek fel a madárvilág evolúciójának értelmezésében is.

Adatbázis, adatkezelés, módszer

Mivel az anyag mennyisége nem teszi lehetővé az új és átsorolt taxonok részletes leírását egyetlen dolgozatban, a rendszertani tárgyalást három, egymás után következő dolgozat elkészítését indokolta. Az első részben a búváralkatú-aktól a tyúkalkatúakig (a fajdfélékkel bezárólag) foglalkozom. A dolgozatban használt madárcsonttani terminológia BAUMEL et al. (1979), valamint GILBERT et al. (1981), a mérési módszerek VON DEN DRIESCH (1976), GÁL (2002) és SOLTI (1996) módszerét követi.

Mindhárom tanulmány számos miocén, pliocén és pleisztocén lelőhelyről származó madárcsontlelet feldolgozásának eredményeit foglalja magába, beleértve mind az újonnan leírt, mind a már közölt és revideált anyagokat. A tanulmányozott anyagok lelőhelyeit rétegtani besorolásuk sorrendjében az *I. táblázat* foglalja össze.

I. táblázat. A tárgyalt lelőhelyek és gyűjtemények sztratigráfiai besorolása
Table I. *Stratigraphical classification of the presented sites and collectons*

Sztratigráfiai besorolás	Lelőhely neve	Anyag helye	Hivatkozás
Középső-miocén	Mátraszőlős 1.	PM	Új határozás; GÁL et al.1999 (rev)
	Tasádfő (Tăşad, Románia)	MTCO	GÁL & KESSLER 2006
Felső-miocén	Polgárdi 4.	MÁFI	Új határozás; JÁNOSSY 1991, 1995 (rev)
	Polgárdi 5.	MÁFI	Új határozás; JÁNOSSY 1991, 1995 (rev)
	Rátka	TEM	Új határozás;
	Rudabánya 2.	MÁFI	Új határozás; JÁNOSSY 1993 (rev)
	Rudabánya 3.	MÁFI	Új határozás; JÁNOSSY 1993 (rev)
	Rudabánya 3-4.	MÁFI	Új határozás; JÁNOSSY 1993 (rev)
	Sümeg	MTM	Új határozás;
Alsó-pliocén	Csarnóta 1.	MTM	Új határozás;
	Csarnóta 2.	MTM	Új határozás; JÁNOSSY 1976, 1979 (rev)
	Csarnóta 4	BKAH	Új határozás; JÁNOSSY 1979 (rev)
Felső-pliocén	Ajnácskő (Hajnacka, Szlovákia)	MTM	Új határozás;
	Beremend 17.	MTM, BKAH	Új határozás; JÁNOSSY 1992, 1996 (rev)
	Beremend 18.	BKAH	Új határozás;
	Beremend 26.	BKAH	Új határozás;
	Beremend 38.	BKAH	Új határozás;
	Beremend 39.	BKAH	Új határozás;
	Osztramos 20.	MTM	Új határozás;
	Villány 3.	MTM	Új határozás; JÁNOSSY 1977, 1979 (rev)
Alsó-pleisztocén	Győrújfalu	BKAH	Új határozás;
	Somssich-hegy 1.	MTM	Új határozás;
	Villány 5:	MÁFI	Új határozás;
Középső-pleisztocén	Beremend 23	BKAH	Új határozás;
	Beremend 28	BKAH	Új határozás;
	Gombaszög (Gombasek Szlovákia)	MTM	Új határozás;
	Méhész (Vcelare, Szlovákia)	MTM	Új határozás; JÁNOSSY 1976 (rev)
	Nagyharsányhegy 1-4	MTM	Új határozás; LAMBRECHT, 1933 (rev)
	Süttő 1-4.	MTM	Új határozás; JÁNOSSY 1979, 1986 (rev)
Felső-pleisztocén vége (késő glaciális) - Holocén	Bakonynána	MÁFI	Új határozás;
	Bélmegyer	MÁFI	Új határozás;
	Budapest, Francia-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Cserépfalu-Subalyuk	MÁFI	Új határozás;
	Csobánka, Csontos-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Felnémet, Berva-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Gerecse, Tűzköves-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Jósvafő, Musztáng-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Kevélynyergi-zsomboly	MÁFI	Új határozás;
	Miskolc, Felső forrás	MÁFI	Új határozás;
	Miskolc, Névtelen-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Nagysomlyói-árok	MÁFI	Új határozás;
	Rezi:	MÁFI	Új határozás;
	Tatabánya, Denevér-barlang	MÁFI	Új határozás;
	Tatabánya-alsó, Törekvés-barlang	MÁFI	Új határozás;

Rövidítések

A gyűjtemények rövidítései a következők:
BKAH = „Beszélő Kövek" Alapítvány, Harkány;
BNHM = Department of Paleontology, Natural History Museum, London
LUPB = Laboratory of Paleontology, University of Bucureşti, Bucureşti
MMP = Municipal Museum of Pásztó
MTM = Magyar Természettudományi Múzeum Föld- és Őslénytár, Budapest
MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
MTCO = Muzeul „Ţării Crişurilor" Oradea (Körösök Vidéke Múzeum, Nagyvárad)
NHMW = Naturhistorisches Museum, Wien
RFG = Institute of Regional Geology and Paleontology, Beograd
USNM = National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington D.C.

A csontok jelzésénél a következő rövidítéseket használom: prox. = proximális epifízis; dist. = disztális epifízis; diaf. = diafízis; cor. = coracoideum (hollócsőrcsont); scap. = scapula (lapocka); hum. = humerus (felkarcsont); uln. = ulna (singcsont); rad. = radius (orsócsont); met. II, III. = metacarpus II, III (kézközépcsont II, III); cmcp. = carpometacarpus (kézközépcsont); ph. al. 1. dig. 2. = phalanga alae I. digiti 2 (I. szárnyujjperc, 2. ujj); fem. = femur (combcsont); tib. = tibiotarsus (lábszárcsont); tmts. = tarsometatarsus (csűd); ph. ped. = phalangae pedis (lábujjperc); ph. ungh. = phalanx unghualis (karomcsont), dig. = digiti (ujj).

A csontok mérésekor Angela von den Driesch módszerét követtem (von den Driesch 1976), helyenként kibővítve. A szárny- és lábujjpercek mérésekor Solti Béla módszerét alkalmaztam (Solti 1996: 12, 14; Pl. II). A szövegben használt rövidítések: GL (A) = greatest length (teljes hossz), Lm (B) = medial length (részleges hossz), Bp (C) = breadth of the proximal end (a proximális epifízis szélessége), Dp (D) = depth of the proximal end (a proximális epifízis vastagsága), SC(E) = smallest breadth of the corpus (a diafízis legkisebb szélessége), Bd (F) = breadth of the distal end (a disztális epifízis szélessége), Dd (G) = depth of the distal end (a disztális epifízis vastagsága).

Új és ellenőrzött taxonok
(rendszertani sorrendben)

Ord. Podicipediformes (Fürbringer, 1888)
Fam. Podicipedidae Bonaparte, 1831
Podiceps Latham, 1787

Podiceps csarnotanus n. sp.

Lelőhely és kor: Csarnóta–2. késő-pliocén (MN 15–16).

Holotípus: jobboldali singcsont, disztális töredék (MÁFI V. 09. 06. 1) (*1. ábra,* A és B kép)

Méretek: E = 3,14 mm; F = 5,42; G = 3,63.



1. ábra. *Podiceps csarnotanus* n. sp. jobboldali singcsont, disztális töredék
A: laterális nézet. B: craniális nézet a - *condylus ventralis;* b - *condylus dorsalis*

Figure 1. *Podiceps csarnotanus n. sp. right ulna, distal fragment*
A: lateral aspect. B: cranial aspect, a - condylus ventralis; b - condylus dorsalis

Diagnózis: jellegzetes vöcsök singcsont, a recens füles vöcsök (*Podiceps auritus* Linnaeus, 1758) és a vörösnyakú vöcsök (*P. griseigena* Boddaert, 1783) köztes méreteivel.

A *condylus ventralis* megnyúltabb, kiemelkedőbb (*1. ábra,* a) a recens *Podiceps* és *Aechomophorus* fajokénál. A *condylus dorsalis* (*1. ábra,* b) viszont nem emelkedik ki, hanem legömbölyítetten folytatódik. A diafízis craniális oldala nem kifejezetten lapos, mint a recens fajoknál, hanem kissé domború.

Etimológia: a lelőhely (Csarnóta) után elnevezve.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Myodytes serbicus* Dimitrijević et al. 2002 (RFG); recens: *Aechomphorus occidentalis* (Lawrance), 1858 (USNM: 560546, 560548, 560550, 561113, 56115, 561116, 561117); *A. clarkii* (Lawrance), 1858 (USNM: 560531, 560534, 560535, 560537); *Podiceps cristatus* (Linnaeus), 1758 (MTM n=3); *P. auritus* (Linnaeus), 1758 (MTM n=2); *P. nigricollis* Brehm, 1831 (MTM n=3); *P. griseigena* (Boddaert), 1783 (MTM n=2); *Tachybaptus ruficollis* (Pallas), 1764 (MTM n=8).

Össszehasonlítás: Az *Aechomophorus* nemzetséghez az Atlanti-óceán jellegzetes recens vöcsökfajai tartoznak. Fosszilis anyagból csupán az *A. occidentalis* ismert Észak-Amerika pleisztocénjéből. A *Podiceps* nemzetség legkorábbi előfordulása a *Podiceps oligocaenus* Shufeldt, 1915 révén, egy disztális combcsont töredékből, az északamerikai Oregon állambeli Willow Creek alsó-miocénjéből ismert (Shufeldt 1915).

A család kihalt nemzetségeit a *Pliodytes* a *P. languisti* Brodkorb, 1953 faj képviseli, amelyet Florida alsó-pliocénjéből írtak le egy hollócsőrcsont alapján (Brodkorb 1963), valamint a *Miodytes*, a *M. serbicus* Dimitrijević et al. 2002 faj, Szerbia alsó-miocénjéből (MN3-6; Dimitrijević et al. 2002), majdnem teljes szárnylenyomattal. A

Podiceps walteri (ŠVEC 1982) (eredetileg *Miobaptus walteri* ŠVEC, 1982) a csehországi Skiryce alsó-miocénjéből (MN 4) felkarcsont, hollócsőrcsont és csüd (a csehországi Skiryce alsó-miocénjéből (MN 4), míg a *P. miocenicus* KESSLER, 1984a, b Kisinyev (Moldávia) felső-miocénjéből (MN 9) felkarcsont alapján lett leírva (KESSLER 1984a, b, 1992), ahogy a *P. pisanus* (PORTIS, 1889) (PORTIS 1889; REGALIA 1902) is, az olaszországi Orciano Pisano felső-pliocénjéből (MN 15–16), amelyet MLÍKOVSKÝ a recens füles vöcsökhöz (*P. auritus*) sorolt át (MLÍKOVSKÝ 2002). Spanyolország felső-miocénjéből (Libros, MN 9–10) leírt, szinte teljes, kőzetbe ágyazódott csontvázzal képviselt a *Podiceps sociatus* (NAVÁS, 1922) (NAVÁS 1922). A felsorolt kihalt fajok a csarnótaival sem vethetők össze az eltérő vázrészek miatt. A szerbiai *Miodytes* kihalt nemzetséget, amely jellegeiben szintén az *Aechomophorus* nemzetséghez áll közel, de jóval nagyobb méretekkel rendelkezik, a nagy időkülönbség miatt nem lehet azzal azonosítani.

Elterjedés: Az európai kihalt vöcsök nemzetségek és fajok a Kárpát-medencéből vagy közvetlen környékéről (Csehország, Moldávia, Szerbia) ismertek. Kivételt csupán a *Podiceps sociatus* (NAVAS, 1922) képez (OLSON 1985; MLÍKOVSKÝ 2002; DIMITRIJEVIĆ et al. 2002).

Ord. Pelecaniformes SHARPE, 1891
Fam. Phaeotontiidae (BONAPARTE 1853)
†*Heliadornis* OLSON, 1985

Heliadornis minor sp. n.

Lelőhely és kor: Ajnácskő (Hajnacka, Szlovákia); késő-pliocén (MN 16);

Holotípus: jobboldali felkarcsont, disztális epifízis (MTM 2008. 44. 1). (*2. ábra,* A, B kép)

Méretek: F=8,67 mm , G=4,87 mm.

Diagnózis: a trópusi madarak jellegeit mutató csonttöredéknél a *condylus ventralis* felső széle éles (*2. ábra,* b), az *incisura intercondylaris* mélyebb (*2. ábra,* a), az *epicondylus ventralis* legömbölyítettebb (*2. ábra,* c), a *fossa oleocrani* egy háromszögszerű, mély gödörként jelentkezik (*2. ábra,* d). Kisebb, mint a *Heliadornis ashby* OLSON, 1985, illetve a *H. paratethydecus* MLÍKOVSKÝ, 1997.

Etimológia: a méretére utal, mint a nemzetség legkisebb ismert tagjára.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Heliadornis ashby* (BMNH A9005); recens: *Phaethon rubricauda* BODDAERT, 1783 (USNM: 321052), *P. aethereus* LINNAEUS, 1758 (USNM 558044);

Összehasonlítás: a meghatározás a disztális felkarcsont Phaethontidae jellegein alapszik, a nemzetségbe való besorolás pedig az ismert kihalt trópusi madárfajok kora és elterjedése alapján történt. A *H. ashby*-t proximális felkarcsontból és lapockacsontból írták le, míg a *H. paratethydecus*-t egy singcsont proximális epifíziséből. Így az összehasonlítás alapjául az előbbi faj Belgiumban utólag talált teljes felkarcsontja (OLSON & WALKER 1997) szolgált. A megadott és számított méretek alapján mindkét említett fajnál kisebb az ajnácskői példány, és korban is jóval fiatalabb. A belgiumi *H. ashby* esetében a F=14,1 mm; G=8,2 mm. Ez a *P. aethereus* méretének felel meg, a *P. rubricauda* nagyobb, míg a *P. lepturus* DAUDIN, 1802 kisebb, de jóval meghaladja az ajnácskői anyagnál mért nagyságot.

Elterjedés: a trópusi madarak családjának fosszilis nemzetségeként csak É-Amerika (Maryland, USA, Calverti Formáció) középső-miocénjéből és Európa középső-miocénjéből (Antwerpen, Belgium; MN 7–8), a *H. ashby* OLSON, 1985 és Európa felső-miocénjéből (Vösendorf, Ausztria, MN 10) a *H. paratethydecus* MLÍKOVSKÝ, 1997 (OLSON 1985, OLSON & WALKER 1997; MLÍKOVSKÝ 1997) ismert.

Ord. Ardeiformes (WAGLER) 1830
Fam. Ardeidae VIGORS, 1825

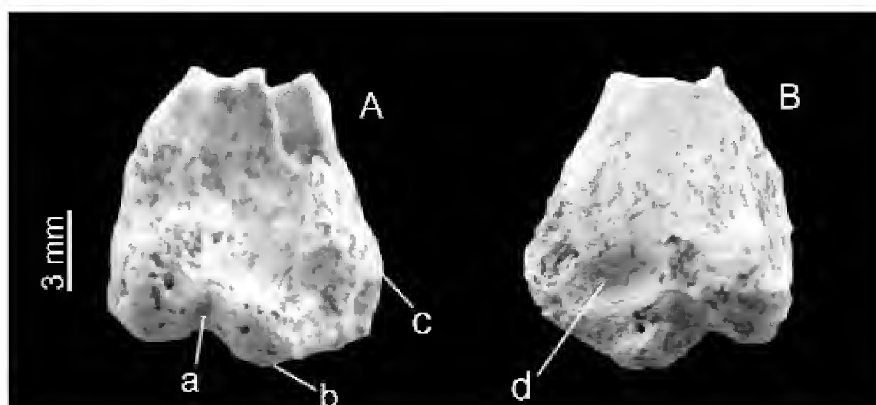
Egretta polgardiensis sp. n.

Lelőhely és kor: Polgárdi–4a, késő-miocén (MN 13);

Holotípus: baloldali singcsont, disztális töredék (MÁFI V. 09. 62. 1) (*3. ábra,* A és B kép)

Méretek: E=4,52 mm, F=7,86 mm; G=7,16 mm.

Diagnózis: jellegzetes kiskócsag-szerű singcsont, a



2. ábra. *Heliadornis minor* n. sp. jobboldali felkarcsont, disztális epifízis
A: craniális nézet, a - *incisura intercondilaris*, b – *condylus ventralis, c–epicondyus ventralis;* B: caudális nézet, d - *fossa oleocrani*

Figure 2. *Heliadornis minor n. sp. right humerus, distal epiphysis*
A: cranial aspect, a - *incisura intercondilaris,* b – *condylus ventralis, c–epicondyus ventralis; B: caudal aspect, d - fossa oleocrani*



3. ábra. *Egretta polgardiensis* n. sp. baloldali singcsont, disztális töredék
A: craniális nézet; a - *condylus dorsalis* és *condylus ventralis* közti mélyedés; b - *tuberculum carpale.* B: caudalis nézet, c - *labrum condyli*

Figure 3. *Egretta polgardiensis n. sp. left ulna, distal fragment*
A: aspect cranial, a - depression between condylus dorsalis and condylus ventralis; b - tuberculum carpale; B: aspect caudal, c - labrum condyli

recens fajnak megfelelő méretekkel. A recens faj (*Egretta garzetta* L. 1766) singcsontjával összehasonlítva, a *labrum condyli* (*3. ábra,* c) craniálisan megnyúltabb, a *condylus dorsalis* és *ventralis* (*3. ábra,* a) közti bemélyedés mélyebb, a *tuberculum carpale* disztális éléről (*3. ábra,* b) hiányzik egy kis gombszerű kiemelkedés.

Etimológia: a lelőhely neve (Polgárdi) után.

Összehasonlító anyag: *Egretta garzetta* (LINNAEUS), 1766 (MTM n=3); *Bubulcus ibis* LINNAEUS, 1758 (MTM n=1); *Nyctycorax nyctycorax* (LINNAEUS), 1758 (MTM n=9).

Összehasonlítás: a kiskócsag méretű és jellegű vázrész feltehetően a recens faj elődjének a maradványa. A morfológiai különbségek nem jelentősek, de jól megkülönböztethetőek a hasonló méretekkel rendelkező *Nyctycorax* nemzetség jellegeitől. A többi európai — palearktikumi gémfélék méretben vagy jóval meghaladják (*Ardea, Botaurus, Egretta alba*), vagy jelentősen kisebbek (*Ardeola, Ixobrychus*). Hasonló méretekkel rendelkezik még a pásztorgém (*Bubulcus ibis* L. 1758) és a zátonykócsag (*Egretta gularis* BOSCH, 1792), mindkettő recens faj és ritkán fordulnak elő (főleg a második) a Kárpát-medencében.

Elterjedés: csupán a csehországi Prezletice alsó-pleisztocénjéből (JÁNOSSY 1983a) és az olaszországi Bersagliere pleisztocénjéből (BRODKORB 1963; LAMBRECHT 1933) ismert a recens faj (*Egretta garzetta*). Fosszilis faj nem ismert a nemzetségből (MLÍKOVSKÝ 2002).

Fam. Ciconiidae (GRAY, 1840)
Ciconia BRISSON, 1760

Ciconia stehlini JÁNOSSY, 1992

Lelőhely és kor: Somssich-hegy–1, kora-pleisztocén (Q1).

Anyag: hollócsőrcsont proximális töredék (Somssich-hegy–1) (MTM, leltári szám nélkül).

Méretek: C=15,68 mm, C'=10,4 mm, E=10,96 mm.

Összehasonlító anyag: recens *Ciconia ciconia* (LINNAEUS), 1758 (MTM n=5); *Ciconia nigra* (LINAEUS), 1758 (MTM n=5).

Tárgyalás: a JÁNOSSY Dénes által Beremend–15 lelőhelyről (MN 16) leírt kihalt gólyafaj, amelyen vegyesen találhatóak meg a recens fehér és a fekete gólya jellegei, a Kárpát-medencéből még a Beremend–16, –17 (felső-pliocén, MN 16) (JÁNOSSY 1991, 1992, 1996) és a Betfia–9 (alsó-pleisztocén, Q1) (GÁL 2002) lelőhelyekről ismert. A Somssich-hegyi craniális hollócsőrcsont-töredék is ennek megfelelő jellegeket mutat. MLÍKOVSKÝ (2002, p. 101) fenntartása a fosszilis faj státuszával kapcsolatban ("taxonomic status of this species is in need of revision") véleményem szerint megalapozatlan. Tipikusan *Ciconia*-jellegű és méretű anyag, amely kora szerint a mai gólyák elődjének tekinthető.

Elterjedés: csak a Kárpát-medencében fordiul elő, s a nemzetségnek csupán még egy fosszilis faja ismert, a romániai Dobrudzsa középső-miocénjéből (Credinţa, MN8) kézközépcsont alapján leírt *Ciconia sarmatica* GRIGORESCU & KESSLER, 1977 (GRIGORESCU & KESSLER 1977).

Ord. Anseriformes WAGLER, 1831
Fam. Anatidae LEACH, 1820
Subfam. Anserinae VIGORS, 1825
Anser BRISSON, 1760

Anser subanser JÁNOSSY, 1983

Lelőhely és kor: Somssich-hegy–1; kora-pleisztocén (Q1).

Anyag: 3 hollócsőrcsont, lapocka-csont, felkarcsont, 2 kézközépcsont, combcsont, lábszárcsont (Somssich-hegy–1) (MTM, leltári szám nélkül).

Méretek: coracoideum A=73,77 mm, B=64,93 mm, C=9,65 és 12,39 mm, E=6,72 , 8,85 mm és 9,47 mm, G=28,45 mm; scapula C=14,25 mm, E=8,19 mm; humerus B=53,89 mm, C=33,76 mm, D=37,62 mm, E=12, 77 mm; carpometacarpus: A=89,46 mm, B=83,49 mm, C=17, 25 és19,86 mm, D=9,48 és 12,88 mm, E=8, 11 és 10,78 mm, F=11,06 mm, G=6,86 mm; combcsont C=17,9 mm, D=17, 14 mm, E=9,22 mm; tibiotarsus F=16,88 mm, G=16,0 mm.

Leírás: az *Anser anser* morfológiai jellegeivel és annál valamivel nagyobb méretekkel rendelkező taxon, amely a recens faj közvetlen elődje lehetett a Kárpát-medence területén.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Anser subanser* JÁNOSSY, 1983 (MTM, prezleticei anyag); recens: *Anser*

anser (LINNAEUS), 1758 (MTM n=5); *Cygnus bewickii* YARELL, 1830 (MTM n=1);

Összehasonlítás: JÁNOSSY a csehországi prezleticei (Q2) anyag alapján írta le új fajként (*Anser subanser* JÁNOSSY, 1983a) és Kárpát-medencei középső-pleisztocén lelőhelyekről is jelezte: Somssich-hegy–2, Várhegy, Brassó (Q2) (JÁNOSSY 1983b);

A fajdiagnózis (JÁNOSSY 1983b) szerint a hattyúk és a ludak köztes méreteit mutatja az új faj. MLÍKOVSKÝ (2002, p. 115) a prezleticei anyag vizsgálata alapján arra a véleményre jutott, hogy a jellegek alapján a *Cygnus bewickii* YARELL, 1830 recens fajhoz tartoznak. Az általam tanulmányozott Kárpát-medencei anyagban a lúd jellegek uralkodnak és a méretek is csak kis mértékben haladják meg a legnagyobb lúdfaj (*Anser anser*) méreteit. A Somssich-hegy–1 anyaga több ide sorolható lúdmaradványt tartalmaz, de méreteik nem térnek el lényegesen a nyári lúd felső határértékeitől s így nem tartozhatnak a *C. bewickii* fajhoz. Ennek alapján javasolom a JÁNOSSY által leírt fosszilis faj alfajként való elfogadását, annál is inkább, mivel régebbi (neogén) üledékekből a faj nem ismert.

Elterjedés: a németországi Voigstedt és a csehországi Prezletice alsó-pleisztocén üledékéből jelezték még (JÁNOSSY 1979; JÁNOSSY 1983b).

Subfam. Anatinae (VIGORS, 1825)
Anas LINNAEUS, 1758

Anas velox MILNE-EDWARDS, 1868

Lelőhely és kor: Mátraszőlős–1, középső-miocén (MN 6–8); Rudabánya (3), késő-miocén (MN 9).

Anyag: hollócsőrcsont proximális töredék, csüd disztális töredék (Mátraszőlős–1) (MMP 2006. 387), felkarcsont proximális végének háti töredéke (R-3), felkarcsont disztális része (R-2-3), kézközépcsont disztális vége (R-3) (MÁFI V. 09. 63. 1, V. 09. 64. 1).

Méretek: coracoideum E= 3,24 mm; humerus F=7, 4 mm; carpometacarpus F= 4,01 mm; G=2,33 mm.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Anas velox* MILNE-EDWARDS (LUPB); recens: *Anas crecca* LINNAEUS, 1758 (MTM n=17); *A. querquedula* LINNAEUS, 1758 (MTM n=7).

Tárgyalás: töredékes voltuk ellenére is, a csontok a récék morfológiai jellegeit mutatják, méreteikben megfelelnek az ismert fosszilis fajnak. Mivel JÁNOSSY (1993) nem tudta egyértelműen besorolni a már közölt rudabányai leletet (felkarcsont disztális töredéke), *A.* aff. *velox* formában jelzi. A mátraszőlősi hollócsőrcsont és a rudabányai kézközépcsont viszont egyértelműen már ehhez a fosszilis fajhoz tartozik. A mátraszőlősi anyag elsőként *Anatidarum* g. et sp. indet.-ként volt jelezve (GÁL et al. 1998–1999: 55, Figure 28).

Elterjedés: ismert az alsó-miocénből Dolnice, Csehország MN4, (ŠVEC 1981) és a középső-miocénből (Franciaország-Sansan, MN 6; Németország-Attenfeld, Öhningen, Steinnheim, MN 7; Románia-Credința, MN8) (CHENEVAL 1987, 2000; KESSLER 1992; MLÍKOVSKÝ 2002).

Anas albae JÁNOSSY, 1979

Lelőhely és kor: Csarnóta–2, késő-pliocén (MN 15–16), Villány–3 (MN 17).

Anyag: lapockacsont proximális vége (Csarnóta–2), lábszárcsont proximális vég (Villány–3) (MÁFI V. 09. 65. 1)

Méretek: scapula B=6,95 mm; C= 2,54 mm; E= 2,95 mm; tibiotarsus D=5,42 mm, E=3,01 mm.

Összehasonlító anyag: recens: *Anas crecca* LINNAEUS, 1758 (MTM n=17); *A. querquedula* LINNAEUS, 1758 (MTM n=7).

Tárgyalás: az igen kis termetű (a recens csörgő récénél is kisebb) kihalt réce fajt Polgárdi–2-ből egy gracilis kézközépcsont alapján (A=33,7 m, E'= 2,6 mm) MTM Vt-84) írták le (JÁNOSSY 1979, 1991). A csontot KORMOS Tivadar gyűjtötte és aránylag rövid (alacsony) *sinostosis metacarpalis distalis* miatt W. ČAPEK „*Mergus* sp.”-ként határozta meg (LAMBRECHT 1912a, b, 1933). A csarnótai lapockatöredék és a villányi lábszárcsont megfelelnek az *Anas* nemzetség jellemző morfológiai jellegeinek, míg méreteikben fajdiagnózisában jelzetteknek, annak ellenére, hogy más vázrészekről van szó. MLÍKOVSKÝ (2002, p. 124) a *Genus incertea sedis* csoportba sorolja az illusztráció hiánya miatt. Megvizsgálva a fosszilis anyagot, elfogadom JÁNOSSY Dénes argumentumait az új taxonnal kapcsolatban, mivel a holotípus vizsgálata, valamit a Csarnóta–2 és Villány–3 lelőhelyről újonnan azonosított anyagok a diagnózis érvényességét bizonyítják, így a taxon megtartását javaslom.

Elterjedés: más lelőhelyekről nem ismert.

Anas submajor JÁNOSSY, 1979

Lelőhely és kor: Villány–3, késő-pliocén (MN 17); Somssich-hegy–1, kora-pleisztocén.

Anyag: singcsont proximális vég, orsócsont disztális vég, szárnyujjperc (Villány–3), singcsont disztális vég, csüd disztális epifízis (Somssich-hegy–1) (MTM, leltári szám nélkül)

Méretek: ulna: B=8,53 C=10,71 D=11,31; E=4,74 F=7,71 G=5,53; radius E=3,91 F=9,50 G=5,75; ph. alae A=22,87; 24, 20; 23,86; 22,88; (VK) ulna E=5,56 F=10,49 G=6,98; tmts E=4,62 F=8,44 G=6,77 (S-h 1.)

Leírás: a recens *Anas plathyrhynchos*-nak megfelelő morfológiai jellegekkel és méretei felső határa közelében levő értékekkel rendelkező taxon, amely a recens faj közvetlen elődje lehetett a Kárpát-medencében

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Anas submajor* JÁNOSSY, 1979 (MTM); recens: *Anas plathyrhynchos* LINNAEUS, 1758 (MTM n=18);

Összehasonlítás: JÁNOSSY (1979) az igen gazdag villányi anyagból írta le (Villány–3) a fosszilis nagy réce fajt (*Anas submajor* JÁNOSSY, 1979), de ezt az anyagot MLÍKOVSKÝ (2002, p. 117) megvizsgálta és a *Tadorna tadorna* recens ásólúdhoz sorolta át. Az MTM Föld- és Őslénytárának fosszilis madáranyagát újra átvizsgálva kiderült, hogy a fent említett anyag egy része nem ásólúd, hanem réce jellegű és tőkésréce méretű, tehát megfelel a JÁNOSSY által jelzetteknek. Az újonnan határozott késő-

pliocén és kora-pleisztocén korú nagy récecsontok is valószínűsítik egy nagyméretű fosszilis tőkésréce alfaj létét, s ennek alapján az alfajként való leírását javasolom a vitatott kihalt faj helyett. Akár a nyári lúdnál, neogén anyagokból ebben az esetben sem ismert a recens faj, kizárólag a korapleisztocéntól kezdve jelezték.

Elterjedés: más lelőhelyről nem jelezték.

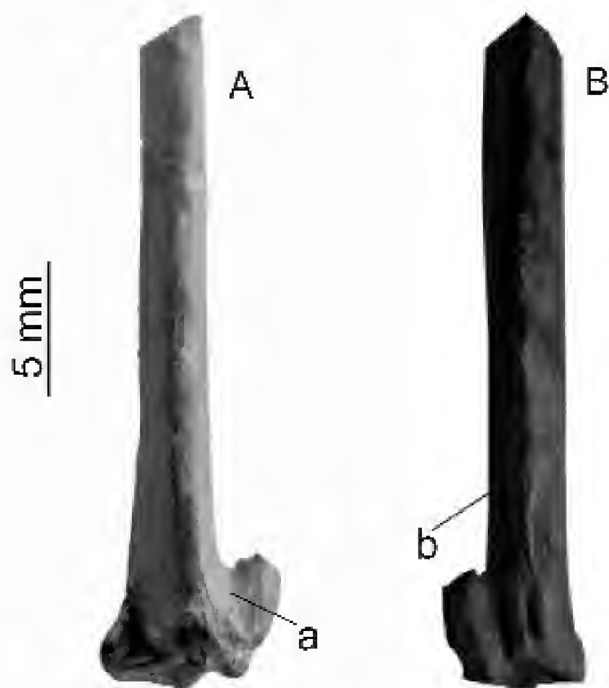
Clangula LEACH 1819

Clangula matraensis sp. n.

Lelőhely és kor: Mátraszőlős–1, középső-miocén (MN 6–8).

Holotípus: jobboldali kézközépcsont, disztális töredék (MMP 2008.509) (*4. ábra,* A, B kép)

Méret: carpometacarpus F=5,0 mm, G=3,62 mm, a *synostozis* magassága (H)= 3,83, a II. metacarpus vastagsága (E')=2,5 mm.



4. ábra. *Clangula matraensis* n. sp. jobboldali kézközépcsont disztális töredék
A: ventrális nézet, a - *synostozis;* B: dorsális nézet, b - *sulcus tendineus*

Figure 4. *Clangula matraensis n. sp. distal part of right carpometacarp*
A: aspect ventral, a - synostozis; B: dorsal aspect, b - sulcus tendineus

Diagnózis: a carpometacarpus *synostozis*-a alacsony (rövid) (*4. ábra,* a), eltérően az *Anas* és *Aythya* nemzetségekétől, A hasonlóan alacsony szinfízissel rendelkező *Bucephala, Mergus* és *Oxyura* nemzetségektől viszont a *sulcus tendineus* jellege különbözteti meg (*4. ábra,* b), amely nem egy S alakú, szalagszerű árok, hanem keskenyebb és kiemelkedőbb szélű redő.

Etimológia: a Mátra hegység neve után, ahol a lelőhely található.

Összehasonlító anyag: recens: *Clangula hyemalis* (LINNAEUS), 1758 (MTM n=3); *Oxyura leucocephala* (LINNAEUS), 1758 (MTM n=3); *Anas plathyrhynchos* LINNAEUS, 1758 (MTM n=18); *Aythya nyroca* (GÜLDENSTADT), 1769 (MTM n=9); *Bucephala clangula* (LINNAEUS), 1758 (MTM n=6); *Mergus merganser* LINNAEUS, 1758 (MTM n=4).

Összehasonlítás: a disztális kézközépcsont, a diagnózisban jelzett jellegzetességekkel renelkezik. Mérete a recens kékcsőrű récének (*Oxyura leucocephala*) felel meg. A recens *Clangula hyemalis* esetében az F= 6,0–6,8 mm (19 hím) és 5,8–6,4 mm (17 tojó) (WOELFLE 1967). Az anyag *Clangula* sp. indet. néven jelezve volt (GÁL et al. 1998–1999, p. 54, Figure 27).

Elterjedés: a nemzetség fosszilis formában nem ismert, míg a recens jeges réce (*C. hyemalis*) csak a pleisztocénből ismert (BRODKORB 1964; MLÍKOVSKÝ 2002; TYRBERG 1998).

Subfam. Merginae (SWAINSON 1831)
Mergus LINNAEUS, 1758

Mergus minor sp. n.

Lelőhely és kor: Mátraszőlős–1, középső-miocén (MN 6–8).

Holotípus: jobboldali orsócsont, proximális töredék (MMP 2006.341) (*5. ábra,* A és B kép)

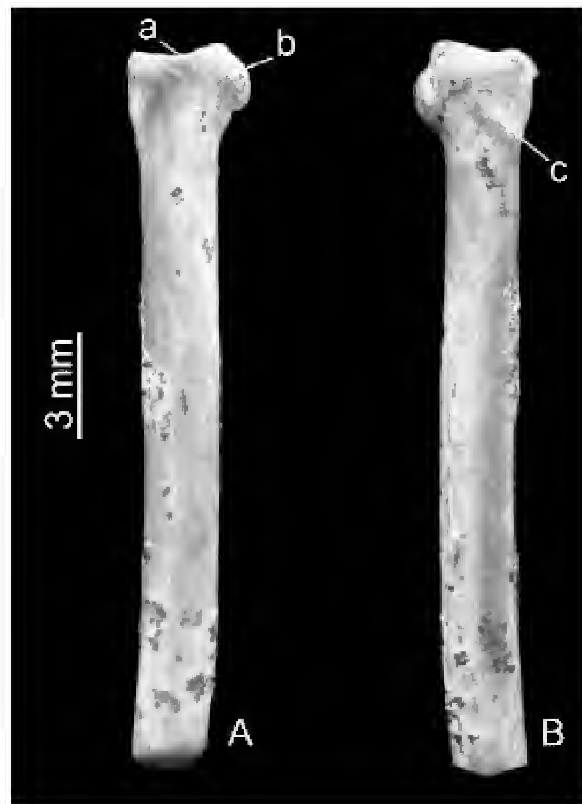
Méretek: C=3,34 mm, D=3,08 mm, E=1,87 mm.

Diagnózis: a *caput radii* (*5. ábra,* b), a *cotyla humeralis* (*5. ábra,* a), a *tuberculum bicipitale* (*5. ábra,* c) és *tuberculum capiti* alakja alapján a bukók nemzetségébe sorolható. A legkisebb ismert faja a nemzetségnek.

Etimológia: a *minor* fajnév a kis méretre utal.

Összehasonlító anyag: recens: *Mergus albellus* (LINNAEUS), 1758 (MTM n=3);

Összehasonlítás: a recens kis bukónál (*M. albellus*)



5. ábra. *Mergus minor* n. sp. jobb orsócsont, proximális töredék
A: mediális nézet, a - *cotyla humeralis;* b - *caput radii;* B: laterális nézet, c - *tuberculum bicipitale*

Figure 5. *Mergus minor n. sp. right radius, proximal fragment*
A: medial aspect, a - cotyla humeralis; b - caput radii; B: lateral aspect, c - tuberculum bicipitale

is némileg kisebb bukóréce. A lelőhelyről GÁL et al. (1998–1999, p. 53, Figure 26) *Mergus* sp. indet.-ként jelezték. Bár méreteiben közel áll a kis bukóhoz (WOELFLE 1967), a kora kizárja az ahhoz való tartozást, de közvetlen elődjének tekinthető *(II. táblázat)*.

Elterjedés: a nemzetség csak az alsó-pleisztocéntől ismert a *M. connectens* JÁNOSSY 1972 révén, amelyet a csehországi Stránska skála lelőhelyről (Q1) írt le (JÁNOSSY 1972), s ide sorolta be a KRETZOI (1941, 1962) által Betfiáról jelzett *Anas boschas* fajt is. Más lelőhelyről nem ismert.

Ord. Accipitriformes (VIEILLOT), 1816
Fam. Falconidae VIGORS, 1824
Falco LINNAEUS, 1758

Falco tinnunculus atavus JÁNOSSY, 1972

Lelőhely és kor: Polgárdi–5 (MN 13), Csarnóta–2 (MN 15–16), Beremend–17, –26 (MN 16), Villány–5 (Q2).

Anyag és méretek: *III. táblázat.*

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Falco tinnunculus atavus* JÁNOSSY, 1972 (MTM); recens: *Falco tinnunculus* LINNAEUS, 1758 (MTM n=16).

Összehasonlítás: a fosszilis alfaj diagnózisa (JÁNOSSY 1972) a méretek arányaira alapoz, amelyek szerint vaskosabb a recens alfajnál. Annak ellenére, hogy MLÍKOVSKÝ (2002: 221) a recens fajhoz sorolja, véleményem szerint a fosszilis alfaj megkülönböztetése jogosult a leletek kora alapján.

Elterjedés: Európa-szerte számos felső-pliocén, alsó- és középső-pleisztocén lelőhelyről jelezték (Csehország, Franciaország, Görögország, Lengyelország.

Ord. Galliformes (TEMMINCK), 1820
Fam. Tetraonidae VIGORS, 1825
Tetrao LINNAEUS, 1758

Tetrao praeurogallus JÁNOSSY, 1969 / syn. *T. conjugens* JÁNOSSY, 1974 / syn. *T. macropus* JÁNOSSY, 1976

Lelőhely és kor: Beremend–26, késő-pliocén, (MN 16)

Anyag és méretek: *IV. táblázat.*

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Tetrao praeurogallus* JÁNOSSY, 1969 (Csarnóta–2, MÁFI; Méhész, Nagyharsányhegy–1–4, MTM); *T. conjugens* JÁNOSSY, 1974 (Csarnóta–2, MÁFI); *T. macropus* JÁNOSSY, 1976 (MÁFI); recens: *T. urogallus* LINNAEUS, 1758 (MTM n=4);

Tárgyalás: kevés kivétellel (a karcsont proximális részén a *foramen pneumaticum* sokkal szélesebb, az *impressio musculis coracobrachialis* rövidebb és keskenyebb a fosszilis típusnál) valamennyi vázrész morfológiai jellegei és méretei megfelelnek a recens siketfajdénak, a csarnótai

II. táblázat. A recens *Mergus* fajok csontméretei
Table II. *Bone sizes of the recent Mergus secies*

Faj	A (min-max)	B (min-max)	C (min-max)	D (min-max)	F (min-max)	G	Hivatkozás
Mergus merganser (n=65)	68,9-83,3	5,20-7,40	4,60-5,70	2,60-4,40	6,50-8,10		WOELFLE 1967
M. serrator (n=94)	62,1-73,0	4,60-5,80	3,10-5,00	2,31-3,00	5,25-6,50	3,63	”
M. albellus (n=50)	49,6-55,6	3,70-4,41	3,10-3,70	1,90-2,61	4,40-5,50	3,31	”

III. táblázat. A *Falco tinnunculus atavus* JÁNOSSY, 1972 csontméretei
Table III. *Bone sizes of the species Falco tinnunculus atavus JÁNOSSY, 1972*

Lelőhely	Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	Hivatkozás
Polgárdi-5	radius	56,39		2,79	2,42	2,12	4,35	2,93	Új határozás
	phalanx unghualis 4								”
Csarnóta-2/18	ulna						6,66	4,77	”
Beremend-26/10(X.)	phalanx pedis	10,21							”
	phalanx pedis	8,43							”
	phalanx pedis	7,77							”
	phalanx pedis	4,88							”
Beremend-26.	phalanx pedis	7,12							”
	phalanx pedis	12,01	5,68	2,67					”
	phalanx pedis	12,20	2,82	2,89					”
	phalanx pedis	4,37							”
	phalanx pedis	8,45							”
	phalanx unghualis	7,87	4,12	2,05					”
Beremend-26/7a	phalanx pedis	7,86							”
Beremend-17.	carpometacarpus	38,38	35,84	9.47	5,67		6,72	4,15	”
	tarsometatarsus					3,17	7,53	5,44	”
Villány-5.	phalanx pedis	8,11							”

IV. táblázat. A *Tetrao praeurogallus* JÁNOSSY, 1969 csontméretei
Table IV. *Bone sizes of Tetrao praeurogallus JÁNOSSY, 1969*

Lelőhely	Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	E1	Hivatkozás
Betfia-5.	carpometacarpus						10,30	6,10	5,60	GÁL 2002
Csarnóta-2.	humerus	96,00		24,50		10,5	20,50	11,10		JÁNOSSY 1976
	radius	79,00					9,00			"
	tibiotarsus						17,00			"
	phalanx 1 digiti III	27,00				5,00				"
	phalanx 2 digiti III	20,50				4,40				"
	phalalanx 3 digiti III	18,60				4,10				"
	phalanx 2 digiti II	22,00				4,00				"
Méhész	humerus	130,0		32,80		11,4	22,40	12,60		"
Méhész	ulna						11,00			"
Nagyharsányhegy 1 4	carpometacarpus						11,48	5,84	5,45	"
Beremend 26	humerus		28,01	23,39	25,81	9,97				Új határozás
	humerus						18,26	10,25		"
	tibiotarsus			13,28	12,77					"
	tibiotarsus					7,27	13,49	13,25		"
	coracoideum	63,91	60,71	13,78	8,37	5,59	18,68	14,75		"

lábujjpercek kivételével (amelyek nagyobbak s innen ered a *T. macropus* elnevezés is). A másik két fosszilis faj — *Tetrao conjugens* JÁNOSSY, 1974 és *Tetrao macropus* JÁNOSSY, 1976 — elkülönítése elsősorban a robosztusságban, illetve a siketfajd és nyírfajd közötti köztes méreteken alapul. Figyelembe kell azonban venni az igen jelentős, méretben megnyilvánuló ivari kétalakúságot is, így a siket- és nyírfajd közötti átmenetet sugalló fosszilis faj (*T. conjugens*) akár egy kisebb tojótól is származhat. A *T. praeurogallus* taxon megtartását javasolom, egyrészt mivel leírása (holotípus: Méhész (Vcelare)–1 – cmcp) időrendileg is megelőzi a többiét, másrészt mert legjobban kifejezi azt a szemléletet, hogy a mai siketfajd más ökológiai viszonyok közt élő közvetlen elődje lehetett. Így nem osztom MLÍKOVSKÝ (2002 p. 167) véleményét a recens fajhoz sorolást illetően.

Elterjedés: a siketfajd legelső európai jelenlétét a bulgáriai alsó-pliocénből (Dorkovo, MN 14) ismerjük, majd a szintén alsó-pliocén, de valamivel fiatalabb lengyelországi (Weze, MN 15) és a csarnótai leletek következnek, valamint a lengyelországi és magyarországi felső-pliocén (Rebielice Królowskie, illetve Osztramos 7, MN 16) és alsó-pleisztocén (Betfia) anyagok. Német- és Csehországból csak az alsó-pleisztocénből (Sackdilling, Erphingen, illetve Holstein, Stranská Skála, Q1-2) ismert (MLÍKOVSKÝ 2002; TYRBERG 1998). Ettől nyugatabbra és északabbra csak a felső-pleisztocénből ismerjük! A bulgáriai *T. rhodopensis* BOEV 1998 (Dorkovo, MN 14, BOEV 1998), amely szintén *T. praeurogallus*-nak tekinthető szerintem, a legdélebbi elterjedést jelenti.

Tetrao partium KRETZOI, 1962 / syn. *Lyrurus partium* KRETZOI, 1962

Lelőhely és kor: Polgárdi–4 (késő-miocén, MN 13), Csarnóta–4 (MN 15–16), Beremend–17, –18, –26 (késő-pliocén, MN 16).

Anyag és méretek: *V. táblázat.*

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Tetrao (Lyrurus) partium* KRETZOI, 1962 (MTM; MTCO); recens: *Tetrao tetrix* LINNAEUS, 1758 (MTM n=2).

Tárgyalás: a gazdag fosszilis anyag vizsgálata révén kimutatható, hogy a fosszilis típus szárnycsontjai rendszerint hosszabbak és robosztusabbak a recensénél, míg a lábak esetében ez fordítva van. Ez a fosszilis típus jobb repülőképességét és a talajon való mozgás kevésbé fejlett voltát mutatja. Igen korai (késő-miocén) megjelenése is érdeklődésre tarthat számot. Már csak ezért sem fogadható el MLÍKOVSKY (2002: 167) javaslata a recens fajhoz való besoroláshoz.

Elterjedés: a siketfajdtól eltérően, a nyírfajd illetve elődei már a felső-pliocénben Franciaországig elterjedtek (Seneze, MN 17), s a Kárpát-medencén kívül Németországban és Csehországban is gyakori az alsó- és középső-pleisztocénben (Sackdilling, Erphingen, Voigstedt, illetve Chlum 6, Stranská skala, Q1-3). Legdélebbre Bulgáriában található meg (Varsec MN 17), ahonnan BOEV (1995) *Lagopus balcanicus* néven írt le egy fosszilis fajdot, amely MLÍKOVSKÝ (2002) szerint szintén nyírfajd. Ukrajna középső-pleisztocénjéből (Certkov, Q3) is ismert (MLÍKOVSKÝ 2002; TYRBERG 1998).

Más meghatározott anyagok

Ord. Pelecaniformes SHARPE, 1891
Fam. Pelecanidae VIGORS, 1825
Pelecanus LINNAEUS, 1768

***Pelecanus* sp.** — Beremend–18 (MN 16) (tmts. fg. prox, BKAH)

Ord. Ardeiformes (WAGLER) 1830
Fam. Ardeidae VIGORS, 1825
Ardea LINNAEUS, 1758

***Ardea cinerea* LINNAEUS, 1758** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (cor. prox., MTM)

V. táblázat. A *Tetrao (Lyrurus) partium* KRETZOI, 1962 csontméretei

Table V. *Bone sizes of Tetrao (Lyrurus) partium* KRETZOI, *1962*

Lelőhely/réteg	Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Hivatkozás
Méhész	tibiotarsus						8,90			JÁNOSSY1976
	"						10,00			"
Villány-3.	"						7,80			"
Osztramos-2.	carpometacarpus		43,50	12,80					E1=5,30	"
Osztramos-8.	"		41,70	11,80		8,30			E1=4,30	"
Osztramos-2.	phalanx 1 digiti 1	18,60				9,00				"
Méhész	"	17,00				7,10				"
Betfia-2.	phalanx 1 digiti 3	17,89		5,00		2,80	4,00			"
Villány-3.	phalanx 1 digiti 4	10,10		3,90		2,20	3,00			"
Betfia-5.	coracoideum					4,11				KRETZOI 1962
	tarsometatarsus			8,70-9,00		4,43	9,50	8,00		"
	ulna					4,90	10,38	8,00		GÁL 2002
Betfia-7.	"					4,32				"
Betfia-9C/6	radius					3,81	5,45			"
Betfia-5.	"					3,88	7,17	4,22		"
Betfia-2.	carpometacarpus								E1=5,00	"
Betfia-5.	"	45,71		15,81			8,75	4,84	E1=4,00	"
Betfia 9C/6	phalanx alae	12,43		4,03	4,53	5,37		2,85		"
Betfia-9C/6	tibiotarsus						6,24	6,57		"
Betfia-7.	"						9,55	8,50		"
Betfia 9B	tarsometatarsus					5,80				"
Betfia-2.	"					4,18	10,49	7,00		"
	phalanx 1 digiti 3	16,24		4,79	5,20	2,90	3,60			"
	phalanx 3 digiti 4	12,26		3,05	3,31	2,68	2,07			"
Polgárdi-4f	ulna					4,68				Új határozás
Csarnóta-4.	carpometacarpus	34,63	31,88	11,46	6,06	9,61	7,29	4,54		"
	phalanx pedis	13,90								"
	"	10,90								"
	"	10,49								"
	"	7,57								"
	phalanx ungualis	12,30								"
	"	11,45								"
Beremend-26/11b	radius					3,68	8,01	4,39		"
Beremend-26/v	tarsometatarsus							5,30	F1=4,22	"
Beremend-17	tibiotarsus					6,01	9,55			"
Beremend-18	coracoideum			9,52	7,24					"

Egretta FORSTER, 1817

Egretta **(*E. alba* méret) sp. indet.** — Beremend–18, (késő-pliocén, MN 16) (8 ph. ungh, BKAH). Megjegyzés: jellegeikben és méreteikben megfelelnek a recens fajnak, de ennél többet nem lehet megállapítani róluk.

Botaurus STEPHEN, 1819

Botaurus **sp. indet.** — Beremend–17 (MN 16) (tmts prox. MTM)

Ord. Anseriformes WAGLER, 1831
Fam. Anatidae LEACH, 1820
Subfam. Anserinae VIGORS, 1825
Anser BRISSON, 1760

Anser anser **(LINNAEUS), 1758** — Tatabánya-Alsó, Törekvés-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Tadorna OKEN, 1817

Tadorna ferruginea **(PALLAS), 1764** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (hum, MTM)

Subfam. Anatinae (VIGORS, 1825)
Anas LINNAEUS, 1758

Anas clypeata **(LINNAEUS), 1758** — Polgárdi–4 (MN 13), (hum prox, MÁFI), Süttő–1–4 (késő-pleisztocén) (cor prox., cmcp, MTM)

Anas crecca **LINNAEUS, 1758** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (cor prox., cmcp dist. MTM)

***Anas* sp.** *(A. querquedula* méret) — Beremend–17 (MN 16) (cmcp, prox, MTM)

***Anas* sp.** *(A. strepera/A. penelope* méret*)* — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (3 cor, fg.prox, hum, tmts-dist , MTM)

Aythya Boie, 1822

***Aythya* sp.** (*ferina* méret) — Beremend–17 (MN 16) (cor,prox, MTM)

***Aythya* sp.** — Nagyharsányhegy–1–4, (középső-pleisztocén) (cmcp, tib-dist, MTM),

Anatidae indet. — Polgárdi–4, –5 (MN 13), (2 ph.ped, MÁFI), Villány–3. (MN 17), (cub dist, ph. alae, MÁFI), Somssich-hegy–1 (alsó-pleisztocén) (scap, MTM)

Ord. Accipitriformes (Vieillot), 1816
Fam. Accipitridae (Vieillot), 1816
Gyapaetus Storr, 1758

***Gypaetos barbatus* Linnaeus, 1758** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (cub prox., MTM)

Aquila Brisson, 1760

***Aquila heliaca* (Savigny), 1809** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (cmcp prox, MTM)

Accipiter Brisson, 1760

***Accipiter gentilis* (Linnaeus), 1758** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (cmcp prox, MTM)

***Accipiter nisus* Linnaeus, 1758** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén),(cmcp prox, MTM), Jósvafő, Musztáng-barlang (késő-glaciális–holocén, MÁFI)

***Accipiter* sp.** *(nisus* méret) — Beremend–26 (MN 16) (ph. ungh, BKAH)

Buteo Lacepede, 1799

***Buteo lagopus* (Pontoppidan), 1763** — Somssich-hegy –1 (kora-pleisztocén) (cmcp, MTM)

***Buteo* sp.** — Polgárdi–4. (MN 13) (2 ph. ungh, MÁFI)

Circus Lacépéde, 1799

***Circus* sp.** — Somssich-hegy–1 (kora-pleisztocén) (tmts-dist, MTM)

Fam. Pandionidae Savigny, 1809
Pandion Savigny, 1809

***Pandion haliaetus* (Linnaeus), 1758** — Villány–3. (MN 17) (ph. ungh, MÁFI)

Fam. Falconidae Vigors, 1824
Falco Linnaeus, 1758

***Falco* cf. *cherrug* Gray, 1834** — Polgárdi–4. (MN 13) (2 ph. ungh, 3 ph. ped, MÁFI)

***Falco* sp.** (*F. peregrinus* méret) — Beremend–26 (MN 16) (ph. ungh, BKAH)

Ord. Galliformes (Temminck), 1820
Fam. Tetraonidae Vigors, 1825
Tetrao Linnaeus, 1758

***Tetrao urogallus* Linnaeus, 1758** — Felnémet, Berva-barlang, Jósvafő, Musztáng-barlang (késő-glaciális–holocén) (MÁFI)

Galliformes indet. — Polgárdi–4, –5. (MN 13), (ph. alae, 12 ph. pedis, MÁFI), Tűzköves-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Paleoökológiai és ősföldrajzi értékelés

Az első részben tárgyalt fajok nagy része a vizes környezethez kötődik. A nyíltvíziek közé tartoznak a vöcskök, a gödény, a trópusi madarak és a récefélék, míg a sekélyvizek, nádasok, mocsaras területek, nedves rétek jellemző madarai a gémfélék, gólyák és a ludak.

A vöcskök mind a tengereken, mind az édesvizeken megtalálhatóak. A kihalt fajok esetében is kimutatható, hogy lelőhelyeik, a megfelelő ökológiai viszonyok miatt, a Tethys, illetve a Paratethys partvidékén helyezkednek el. A szerbiai (Valjevo Basin, Belgrádtól délnyugatra) és a kárpát-medencei leletek átmeneti jellegei a mai recens nemzetségek tekintetében azt jelzik, hogy a tengeri típus (az *Aechomophorus* jellegű fajok) kontinentális vizekhez való alkalmazkodása a neogén végén történhetett meg, és ekkor vált szét a két típus, és jelentek meg a recens nemzetségek.

A trópusi madarak tipikusan tengeri madarak, nevüknek megfelelően a meleg égövhöz ragaszkodnak. Sziklás tengerpartok falain fészkelnek, halevők. Jelenlétük a Kárpát-medencében a kígyónyakú madarak és a szulák társaságában jól illusztrálja a késő-miocén–kora-pliocén környezeti feltételeit. Az ajnácskői lelet feltehetően egy elkóborolt, nem ivarérett példánytól származhat, mivel ekkortájt a fentebb említett ökológiai viszonyok már nem voltak jellemzőek a lelőhely területére. A beremendi gödénymaradvány a nagytestű, halevő pelikánok számára megfelelő édesvízi élőhelyet jelzi, de természetesen nem kizárt, hogy egy vonuló vagy kóborló egyedtől származik, bár a beremendi és a környékbeli lelőhelyek (Villány, Csarnóta, Nagyharsány, Somssich-hegy) pliocén és kora-pleisztocén korú üledékeinek madáranyaga is egy nagyobb nyíltvízi terület létezésére utal.

Az úszó-, búvár- és bukórécék vizeink gyakori madarai, változatos méretben lelhetők fel. Az ivari kétalakúság csak a tollazatukban nyilvánul meg, ezt csontmaradványaikból nem lehet azonosítani. A bukó- és úszórécék számos faja itt költő nyári vendég, mások telelők vagy átvonulók. Gyors röptük ellenére is gyakran esnek ragadozók áldozatául, mivel rendszerint nagy tömegekben vonulnak vagy telelnek át, és ennek köszönhető maradványaik gyakori előfordulása is, elsősorban barlangi üledékekben. A búvárrécék (*Bucephala, Mergus, Mellanita* stb. nemzetségek) képesek víz alá bukni. A *Mergus* nemzetség csőre jellegzetes, halevő életmódra utaló. Jelenlétük mélyebb vizű, nyílt, nagyobb kiterjedésű vizekre utal. A legtöbb ide tartozó faj átvonuló

vagy áttelelő a Kárpát-medencében. Maradványaik is ilyen populációkból származhatnak.

A sekélyvízi és partmenti nedves területek jellemző madarai a gázlómadarakként is ismert gémfélék és gólyák. Elsősorban halevők, de kisebb gerinceseket és gerincteleneket egyaránt fogyasztanak. Nádasokban, ártéri erdők fáin fészkelnek. Vonulók, de ritkán át is telelnek. Jelenlétük a Kárpát-medencében a megfelelő környezeti viszonyok következtében folyamatos, de leleteik ritkán kerülnek elő, feltehetően egyrészt mivel nagyobb termetük következtében kevesebb a természetes ellenségük, másrészt élőhelyeik tafonómiai jellegzetességei miatt.

A szürke ludak is a fenti ökológiai környezet kedvelői, és nagy létszámú csapatokban költő, vonuló vagy áttelelő fajok. Vizek melletti nyílt, füves területek lakói, de a gázlómadarakkal ellentétben növényevők. Gyors röptük és éberségük ellenére is gyakran esnek áldozatául szárnyas és szőrmés ragadozóknak. Maradványaik gyakori barlangi előfordulásai is ezt bizonyítják. Az ásóludak (*Tadorna* nemzetség) viszont a nyílt vizek (tengerek, tavak, nagy folyók) környékének lakói és ezek partjainak homok/agyag/lösz üledékében ásnak fészkelő helyet maguknak.

A nappali ragadozók rendszerint nagy faj-, de kis egyedszámban képviseltetik magukat a fosszilis anyagokban. Változatos testméretük (amit az ivari kétalakúság is hangsúlyoz) és élőhelyeik következtében igen jó jelzői az adott terület ökológiai viszonyainak. A nedves rétek, nádasok, ligeterdők lakói a rétihéják, valamint a rétisas és a halászsas, a nyílt füves területek jellemző ragadozói az ölyvek, a sólymok és a vércsék, az erdőké a héják, kányák és a darázsölyv. Sziklás területet jelez a saskeselyű,a szirti sas és a vörös vércse. A testméret meghatározza az elejthető préda nagyságát. A fajok többsége állandó illetve kóborló, a délebbre vonult példányok helyébe rendszerint északabbra költő egyedek érkeznek és telelnek át a Kárpát-medence területén. Csak a főleg rovarokkal táplálkozó fajok (darázsölyv, kék vércse) egyedei vonulók. Bár a baglyokhoz hasonlóan az emésztetlen táplálékot (szőr, toll, csont) köpetek formájában eltávolítják a gyomrukból, ezek a csontok a legritkább esetben maradhatnak csak fenn, s fosszilizálódhatnak, mivel nem barlangokba, hanem a nyílt területre vagy a fán levő fészkek alá kerülnek és a környezeti tényezők hatására megsemmisülnek. A saskeselyűnek meg egyenesen táplálékát képezik a csontok. A nagyobb testű fajok egyedeinek maradványai természetes ellenségek hiányában, koruk vagy betegség/baleset miatt elpusztult egyedektől származnak, ha megfelelő tafonómiai környezetbe kerülnek.

Az első részben tárgyalt utolsó rendszertani egység tagjai, a fajdok (a mogyoróstyúk, *Bonasa* kivételével) tipikusan hidegkedvelő fajok: magasabb tengerszint feletti területek, illetve szélességi zónák lakói. Ez Kárpát-medencei elterjedésükben és jelenlétükben is megmutatkozik. A sarki és alpesi hófajd szinte teljesen eltűnt a területről az utóbbi évszázadokban, de már addig is a magasabb hegységek lakói voltak, ahogy a siket- és a nyírfajd is ott él, még ha ebben az ember hatásának is jelentős szerepe van. Sík- és dombvidéki jelenlétük egyértelműen hidegebb éghajlati viszonyokra utal. Ami az élőhelyüket illeti, a hófajdok (*Lagopus*) kivételével kimondottan erdei fajok, s az alacsonyabb területeken is a tundraszerű nyíresek, síkvidéki fenyvesek, borókások lakói voltak. A mogyoróstyúkok hőigényét jelzi az interglaciálisokban és interstadiálisokban való megjelenésük, s jelenleg is a magasabban fekvő lombos-erdők lakói. A siketfajdok (*Tetrao urogallus*) a magasabb hegyek fenyveseibe, míg a nyírfajdok (*Tetrao tetrix*) a szubalpin és alpesi borókásokba húzódtak vissza. Az alpesi hófajd (*Lagopus mutus*) a nyílt, sziklásabb hegyvidéki területek, míg a sarki hófajd (*L. lagopus*) a nedvesebb, tundraszerű élőhelyek lakója volt.

Eredmények, következtetések

A felsorolt, leírt és tárgyalt fosszilis anyag 38 fajt és egy alfajt képvisel (amelyből 30 fajszintig, míg 8 csak sp. indet.-ig lett meghatározva), 21 nemzetség, 8 család és 6 rend tagjaiként. Ebből egy nemzetség, 12 faj és egy alfaj kihalt. Új taxonként 5 faj került leírásra közülük: *Podiceps csarnotanus* n. sp.; *Heliadornis minor* sp. n.; *Egretta polgardiensis* n. sp.; *Clangula matraensis* n. sp.; *Mergus minor*. n. sp. néven.

Koruk szerint a meghatározott anyagok a következőképpen sorolhatók be:

Miocén

Mátraszőlős–1: Az anyag revideálása során a *Clangula* sp. szintig leírt lelet *Clangula matraensis* n. sp. (helyett), *Mergus minor* n. sp. (*Mergus* sp. helyett) (Gál et al. 1998–1999).

Rudabánya–3: *Anas velox* (MÁFI).

Polgárdi–4 és –5: *Egretta polgardienis* n. sp. (4), *Anas clypeata* (4), Anatidae indet. (4, 5), *Buteo* sp. (4), *Falco* cf. *cherrug* (4), *Falco tinnunculus atavus* (4, 5) (MÁFI)

Pliocén

Csarnóta–2: *Podiceps csarnotanus* n. sp. *Anas albae, Falco tinnunculus atavus* (MÁFI),

Ajnácskő (Hajnacka, Szlovákia): *Heliadornis minor* n. sp. (MTM),

Villány–3: *Pandion haliaetus, Anas submajor, Anas albae,* Anatidae sp. (kis-közepes méret) (MTM),

Csarnóta–4: *Lyrurus partium* (MTM),

Beremend–17: *Botaurus* sp., *Aythya* sp. (*A. ferina*-méret), *Anas* sp. (*A. querquedula* méret), *Falco tinnunculus atavus* (BKAH),

Beremend–18: *Pelecanus* sp., *Egretta* sp. (*E. egretta* méret), *Tetrao partium* (BKAH),

Beremend–26: *Accipiter* sp. (*A. nisus* méret), *Falco tinnunculus atavus, Falco* sp. (*F. peregrinus* méret), *Tetrao praeurogallus, Lyrurus partium* (BKAH),

Kora-pleisztocén

Somssich-hegy–1: *Ardea cinerea, Ciconia stehlini, Anser subanser, Tadorna ferruginea, Anas submajor, Anas crecca, Anas* sp. (*A. strepera/A. penelope* méret), *Aythya* sp.,

Gypaeetos barbatus, Buteo lagopus, Accipiter gentilis, Accipiter nisus, Circus sp., *Aquila heliaca* (MTM).

Középső-pleisztocén

Nagyharsány-hegy–1–4: *Aythya* sp. (MTM).

Méhész (Vcelare, Mihyska, Szlovákia), *Tetrao partium.* (MTM).

Gombaszög (Gombasek, Szlovákia): *Falco tinnunculus atavus* (MTM).

Késő-pleisztocén: késő-glaciális–holocén

Süttő 1–4: *Anas clypeata* (MTM).

Felnémet, Berva-barlang: *Tetrao urogallus* (MÁFI).

Jósvafő, Musztáng-barlang: *Accipiter nisus, Tetrao urogallus* (MÁFI).

Tatabánya-Alsó, Törekvés-barlang: *Anser anser* (MÁFI).

A már ismert fosszilis fajok tárgyalásánál a szerző kitért azok elfogadottságára és saját argumentumai alapján értékelte azokat. Így a *Ciconia stehlini* JÁNOSSY, 1992; *Anas albae* JÁNOSSY, 1979; *Falco tinnunculus atavus* JÁNOSSY, 1972; *Tetrao praeurogallus* JÁNOSSY, 1969 és a *Tetrao (Lyrurus) partium* KRETZOI, 1962 esetében az eredeti meghatározások helyességét támasztotta alá, míg az *Anser subanser* JÁNOSSY, 1983 és *Anas submajor* JÁNOSSY, 1979 esetében a fosszilis fajok alfajként való elismerését javasolta. Minden tárgyalt kihalt faj esetében ismertette az illető fajok földrajzi elterjedését és az ismert és elérhető szakirodalom segítségével dokumentálta.

A nagyobb rendszertani egységek tárgyalásának végén az abba tartozó taxonok ökológiai jellegzetességei is ismertetésre kerültek, a Kárpát-medence ismert paleoökológiai viszonyaival korrelálva őket.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom dr. HÍR Jánosnak, dr. KORDOS Lászlónak, dr. VENCZEL Mártonnak, valamint PONGRÁCZ Lászlónak, az általuk vezetett gyűjteményekben található leletek rendelkezésemre bocsátásáért. A leletek meghatározása a Magyar Természettudományi Múzeum összehasonlító madárcsontgyűjteménye segítségével történt, amiért dr. SZABÓ János tárvezetőnek és dr. GASPARIK Mihály kurátornak tartozom köszönettel. dr. GÁL Erika hasznos szakmai megjegyzésekkel segítette munkámat. Kutatásomat 1998–2002 között az MTA Domus Hungarica et Scientiarum Közalapítvány, valamint az Oktatásügyi Minisztérium NATO ösztöndíja támogatta.

Irodalom — References

BAUMEL, J. J., KING, A. S., LUCAS, A. M., BREAZILE, J. E. & EVANS, H. E. 1979: *Nomina anatomica avium.* — Academic Press, London,637 p.

BOEV, Z. N. 1995: Middle Villafranchian birds from Varshets (western Balkan range – Bulgaria). — In: PETERS, D. S. (ed.): *Acta palaeornithologica.* Courier Forschungsinstitut Senckenberg **181**, 259–269.

BOEV, Z. N. 1998: Fossil birds of Dorkovo — an early Pliocene site in the Rhodope Mts.(Southern Bulgaria). — *Geologica Balcanica* **28,** 53–60.

BRODKORB, P. 1963: Catalogue of fossil Birds. Part 1 (Archaeopterygiformes through Ardeiformes). — *Bulletin of the Florida State Museum. Biological Sciences* **7,** 179–293.

BRODKORB, P. 1964: Catalogue of fossil Birds. Part 2 (Anseriformes through Galliformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **8 (3),** 195–335.

CHENEVAL, J. 1987: Les Anatidae (Aves, Anseriformes) du Miocène de France. Révisionsystématique et évolution. — In: MOURER-CHAUVIRÉ, C. (ed.): *L'évolution des oiseaux d'aprèsle témoignage des fossiles.* — *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* **99,** 137–157.

CHENEVAL, J. 2000: L'avifaune de Sansan. — In: GINSBURG, L. (ed.): *La faune miocène de Sansan (Gers) et son environment. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris)* **183,** 321–388.

DIMITRIJEVIĆ, V., GÁL, E. & KESSLER, E. 2002: A new genus and new species of grebe (Podicipediformes, Aves) from the Early-Miocene lake deposits of Valjevo Basin (Serbia). — *Fragmenta Paleontologica Hungarica* **20,** 3–7.

VON DEN DRIESCH, A. 1976: A guide to the measurements of animal bones from archaeological sites. — *Peabody Museum Bulletin* **1,** 148 p.

GÁL, E. 2002: Avifauna pleistocenă a României [Románia pleisztocén madárfaunája]. — *Kézirat, doktori értekezés.* Bucureşti, Universitatea din Bucureşti. 263 p.

GÁL, E. & KESSLER, E. (J). 2006: Songbird remains from the Miocene (Middle Sarmatian) site Credinţa (Dobrogea, South-East Romania). — In: CSIKI, Z. (ed.): *Volume dedicated to Dan Grigorescu on his 65th birthday.* — University of Bucharest Printing House, p. 117–125

GÁL, E., HÍR J., KESSLER, E., KÓKAY, J., MÉSZÁROS, L & VENCEL, M. 1998–1999: Középső-miocén ősmaradványok, a Mátraszőlős, Rákóczi-kápolna alatti útbevágásból, I. A Mátraszőlős 1. lelőhely. — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **23,** 33–78.

GILBERT, M. B., MARTIN, L. D. & SAVAGE, H. G. 1981: *Avian Osteology.* — Laramie, Wyoming. 240 p.

GRIGORESCU, D. & KESSLER, E. 1977: The middle Sarmatian avian fauna of South Dobrogea. — *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie (Géologie)* **21,** 93–108.

JÁNOSSY, D. 1972: Die mittelpleistozäne Vogelfauna der Stránská Skála. — *Anthropos* **21/12,** 35–64.

JÁNOSSY, D. 1974: Upper Pliocene and Lower Pleistocene bird remains from Poland. — *Acta zoologica cracoviensia* **19,** 531–564.

JÁNOSSY, D. 1976: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. I. Galliformes 1. Tetraonidae. — *Aquila* **82,** 13–36.
JÁNOSSY, D. 1979: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. IV. Anseriformes, Gruiformes, Charadriiformes, Passeriformes. — *Aquila* **85,** 11–39.
JÁNOSSY, D. 1983a: Lemming-remain from the older Pleistocene of southern Hungary (Villany, Somssich-hegy 2). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **11,** 55–60.
JÁNOSSY, D. 1983b: Die mittelpleistozäne Vogelfauna von Přezletice bei Prag (ČSSR). — In: HEINRICH W.-D. (ed.): *Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften* **19–20,** 247–269. Berlin, Akademie-Verlag.
JÁNOSSY, D. 1991: Late Miocene bird remains from Polgárdi (W-Hungary). — *Aquila* **98,** 13–35.
JÁNOSSY, D. 1992: Lower Pleistocene Bird Remains from Beremend (S-Hungary, Loc. 15. and 16.). — *Aquila* **99,** 9–25.
JÁNOSSY, D. 1993: Bird remains from the Upper Miocene (MN9) of Rudabánya (N-Hungary). — *Aquila* **100,** 53–70.
JÁNOSSY, D. 1995: A late Miocene avifauna from Polgárdi, western Hungary. — In: PETERS, D. S. (ed.): *Acta palaeornithologica. Courier Forschunsinstitut Senckenberg* **181,** 203–206.
JÁNOSSY, D. 1996: Lower Pleistocene vertebrate faunas from the localities 16 and 17 of Beremend (southern Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **18,** 91–102.
KESSLER, E. 1984a: On some bird remains from the Pliocene of Măluşteni in the Laboratory of Paleontology, University of Bucharest. — In: Special volume *„75 years Laboratory of Paleontology"*, 287–293. Bucureşti.
KESSLER, E. 1984b: Noi contribuţii privind studiul avifaunelor din Paratethys. — *Crisia* **14,** 521–532.
KESSLER, E. 1992: Review of the Neogene waterfowl (Aves: Anatidae) of eastern Paratethys. — *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Series Biologia* **37,** 47–54.
KRETZOI M. 1941: Ősemlős maradványok Betfiáról. — *Földtani Közöny* **71/7–12,** 239.
KRETZOI M. 1961–62: Madár-maradványok a betfiai alsópleisztocén faunából. — *Aquila* **67–68,** 167–174.
LAMBRECHT K. 1912a: A borsodi Bükk fossilis madarai – Fossile Vögel des Borsoder Bükkgebirges. — *Aquila* **19,** 270–287.
LAMBRECHT K. 1912b: Magyarország fossilis madarai – Die fossilen Vögel Ungarns. — *Aquila* **19,** 288–320.
LAMBRECHT, K. 1933: *Handbuch der Palaornithologie.* — Bornträger, Berlin. 1024 p.
MILNE-EDWARDS, A. 1867–71. *Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France. Tom. I. 1867–1868.* — Victor Masson et fils, Paris, 474 p., 96 pls.
MLÍKOVSKÝ, J. 1997: A new tropicbird (Aves: Phaethontidae) from the late Miocene of Vösendorf, Austria. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* (A) **98,** 151–154.
MLÍKOVSKÝ, J. 2002: *Cenozoic Birds of the World. Part 1*: Europe. — Ninox Press, Praha, 407 p.
NAVÁS, L. 1922: Algunos fósiles de Libros (Teruel) [Some fossils from Libros (Teruel).] — *Boletín de la Sociedad Ibérica de Ciencias Naturales* **21(4),** 52–61.
OLSON, S. L. 1985: The fossil record of birds. — *Avian Biology.* **7,** 80–252.
OLSON, S. L. & WALKER, C. A. 1997: A trans-Atlantic record of the fossil tropicbird *Heliadornis ashby* (Aves: Phaethontidae) from the Miocen of Belgium. — *Proceedings of the Biological Society of Washington* **110/4,** 624–628.
PORTIS, A. 1889: Gli ornitoliti del Valdarno superiore e di alcune altre localiti plioceniche di Toscana. [Ornitholiths from the upper Valdarno and some other Pliocene localities ofTuscany.] — *Memorie Regio Istituto di Studi Superiori e Practici (Firenze) 1889,* 1–20.
REGŔLIA, E. 1902: Sette uccelli pliocenici del Pisano e de Valdarno superiore. [Seven Pliocene birds from Pisano and upper Valdarno.] — *Palaeontografia Italica* **8,** 219–238.
SHUFELDT, R.W. 1915: Fossil birds in the Marsh collection of Yale University. — *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences* **19,** 1–109.
SOLTI, B. 1996: The Comparative Osteomorphological Study of the European Small-statured Falcons (Aves: Falconidae). — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **21,** 5–282.
ŠVEC, P. 1981: Lower Miocene birds from Dolnice (Cheb basin), western Bohemia. Part II. — *Casopis pro Mineralogii a Geologii* **26,** 45–56.
ŠVEC, P. 1982: Two new species of diving birds from the Lower Miocene of Czechoslovakia. — *Časopis pro Mineralogii a Geologii* **27,** 243–260.
TYRBERG, T. 1998: Pleistocene birds of the Palearctic: a catalogue. — Cambridge, Mass., Nuttall Ornithological Club, ix + 720 p. [= *Publications of the Nuttall Ornithological Club* **27.**]
WOELFLE, E. 1967: Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen des postcranialen Skelettes in Mitteleuropa vorkommender Enten, Halbganse und Sager. — *Inaugural Dissertation zur Erlangung der tiermedizinischen Doktorwürde der Tierartzlichen Fakultat der Ludwig-Maximilian –Universität München.* München, 203 p.

Kézirat beérkezett: 2008. 02. 22.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

139/1, 83–92., Budapest, 2009

A Baradla–barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani fejlődésének tükrében

GYURICZA György[1], SÁSDI László[2]

[1]Magyar Állami Földtani Intézet Geoinformatikai Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[2]2119 Pécel, Szamos utca 23.

Theory of the evolution of the Baradla Cave as mirrored in the geological evolution of its neighbourhood

Abstract

The Baradla Cave in Aggtelek has been studied for more than two centuries and over that period various theories have emerged about the evolution of the cave. These theories describe each geological feature (e.g. rock structure, tectonics etc) and the supposed events of the evolution (i.e. the relation between corrosion and erosion, the formation of battue-captures etc). Furthermore, extensive geological and geomorphologic studies have also been carried out with respect to the inner and the outer environment of the cave. In this present work an attempt has been made to summerize earlier assumptions still regarded as valid and the results of the most recent research: in addition — and utilizing the experience of the autors — a complex image of the conditions and processes of the formation of the cave system has been drawn.

Keywords: Baradla–Domica Cave system, Aggtelek–Rudabánya Mountains, Borsod Pebble Formation, cave genetics, surface formation

Összefoglalás

Az aggteleki Baradla-barlang több mint két évszádos kutatásának során számos keletkezési elmélet született, melyek kiemelten tárgyalják az egyes földtani adottságokat (kőzettani felépítés, tektonika stb.) és fejlődési eseményeket (korrózió–erózió viszonya, batükaptúrák kialakulása stb.). Ugyancsak alapos földtani és geomorfológiai vizsgálatok készültek a barlang szűkebb és tágabb környezetéről. Munkánkban megkíséreljük egybefoglalni az időtállónak bizonyult megállapításokat és a legfrissebb kutatási eredmények, valamint saját tapasztalataink felhasználásával igyekszünk komplex képet adni a barlangrendszer kialakulásának feltételeiről, folyamatáról.

Tárgyszavak: Baradla–Domica-barlangrendszer, Aggtelek–Rudabányai-hegység, Borsodi Kavics Formáció, barlanggenetika, felszínfejlődés

Bevezetés

A Baradla–Domica-barlangrendszer jelenleg hazánk legnagyobb, és egyik legismertebb karsztbarlangja. A történelmi távlatokig visszanyúló kutatási tevékenységek során a szpeleológia minden számottevő szakterületén — a klasszikus feltáró munkáktól az orvosbiológiai vizsgálatokig — kiváló eredmények születtek.

A számos jelentős publikáció és ismert kézirat között több, a barlangrendszer keletkezését, fejlődését tárgyaló munka is fellelhető. A barlang nagy kiterjedése és bonyolult kapcsolatai miatt minden igényt kielégítő elmélet ezidáig nem született, s várhatóan még igen sok kutatást kell végezni ahhoz, hogy részleteket is tükröző valós képet alkothassunk az üregrendszer kialakulásának pontos körülményeiről.

Jelen munkánkban a tágabb környezet felszínfejlődésének figyelembevételével próbáljuk magyarázni a barlang kialakulásának folyamatát, mely alapot nyújthat a későbbi részletes vizsgálatokhoz.

A Baradla-barlang (Baradla–Domica-barlangrendszer) fekvése, kiterjedése

A Baradla-barlang Borsod-Abaúj-Zemplén megye É-i részén, a magyar–szlovák határ mentén, az Aggteleki-karszt középső-triász mészkőtömegében alakult ki. Topográfiai vízgyűjtő területe D-i irányban a Putnoki-dombságon (más említésekben Borsodi-dombság) a Hosszúszó (Dlha Ves) – Aggtelek – Trizs közötti vízválasztóig tart, de a fedett

karsztban közlekedő víz révéna felszínen lehatárolható területhez képest több km^2-es többletterülettel számolhatunk. Ny-on, az országhatáron túl a Domica hatásterülete a Poronya-tetőtől Hosszúszó K-i végéig (Ördöglyuk-vny., Büdöstói-vny. stb.) terjedő karsztos és fedett karsztos felszínre terjed ki. A rendszer északi hidrológiai határát a Kecső-patak medernyelőivel való kapcsolat felfedezése óta valószínűleg ennél jóval északabbra kell tenni. A K-i oldalon a Béke-barlang jelenléte miatt a vízgyűjtő viszonylag jól lehatárolható, azonban DK felé — egyes elméletek szerint az imolai Ördöglyuk-víznyelőnek lehetnek mélykarsztszintű kapcsolatai a Baradla-rendszerrel — továbbra is akad bizonytalanság. Mindent egybevetve a barlang jelenleg feltételezett vízgyűjtő területe 34,4 km^2 (MAUCHA 1998). (KESSLER 1938-as munkájában topográfiai alapon ennél többet: 36,19 km^2-t számított.)

A járatrendszer teljes hossza a legfrissebb feltárási eredmények figyelembe vételével meghaladja a 26 km-t.

A barlangrendszer környezetének kőzettani felépítése

A térség ismert legidősebb képződménye a felső-perm–alsó-triász evaporitos összlet; a Perkupai Evaporit Formáció. A barlangrendszer szűkebb környezetében a felszínen legközelebb Jósvafőtől Ny-ra található meg (a Kaffka-rét térségében), a hegység egészén végzett térképezési munkák szerint azonban a triász kőzeteknek mindenhol ez képezi a feküjét. A dolomit-, anhidrit-, agyagpala- és alárendelten homokkőrétegek alkotta rétegsor felett alsó-triász üledékek: Bódvaszilasi Homokkő, Szini Márga és Szinpetri Mészkő Formáció települnek. A Szinpetri Mészkő Formáció legfelső tagozatát képező vékonyréteges, fekete, helyenként kalciteres mészkő (Jósvafői Mészkő) a Baradla-barlang jósvafői bejáratától ÉK-re bukkan a felszínre.

Az alsó-triász üledékek felett a középső-triász, anisusi mészkő- és dolomitrétegekből álló Gutensteini Formáció következik, melyben a barlang jósvafői szakasza és a Rövid- és Hosszú-Alsó-barlang ismert járatai alakultak ki. A Gutensteini Formáció felett a rózsaszínű és szürke, átmeneti mészkőrétegek után szintén anisusi, világosszürke, vastagpados mészkő (Steinalmi Mészkő Formáció) települ, melyben — a barlang vörös-tói szakaszán — középső-triász, vulkáni működésre utaló, néhány cm-es tufacsík ismert. Felette ladin, ugyancsak vastagpados, világosszürke, helyenként sötétszürke mészkő és dolomit (Wettersteini Mészkő Formáció) jelenik meg, melynek fiatalabb mezozoos fedője a barlangrendszer térségében feltehetően lepusztult.

Trizs és Ragály környékén fúrásokban tűzköves mészkövet harántoltak, mely analógiák alapján felső-triász; feltehetően a Pötscheni Mészkő Formációba tartozik. Valószínűleg az Égerszögnél K–Ny-i csapású feltolódási vonaltól D-re eső tektonikai egységhez tartozik, és a szőlősardói rögök felszín alatti folytatásaként értelmezhető.

A szűkebb értelemben vett Aggteleki-hegység triász kőzetei az evaporitos összlet alkotta ún. Komjáti-takaró feletti Szilicei-takaró részét képezik (GRILL et al. 1984). A takarók kialakulása a késő-kréta idején történt. A vizsgált terület a Kecső–Jósva-völgy vonalában, K–Ny-i irány mentén, feltehetően a miocén idején kialakult antiklinális szerkezet D-i szárnyán helyezkedik el, a kőzetek rétegeinek dőlése uralkodóan DNy-i, a dőlés szöge átlag 25–30°.

A terület É-i határán egy feltolódási zóna található, míg a Hideg-völgy–Kaffka-rét mentén feltehetően egy összetorlódott antiklinálistengely mutatható ki. Ennek vonalában az alsó- és középső-triász rétegek között egy breccsazóna húzódik, melynek anyaga az evaporitos összletből alakult ki. A karsztos – nem karsztos üledékek határzónájában egy, a pannóniainál idősebb törésvonal húzódik mely mentén a terület fúrásadatai alapján a perm–alsó-triász, illetve középső–felső-triász összletek tektonikus határral érintkeznek.

Jelentős tektonikai elemek a Baradla és a Béke-barlangban is kimutathatók. Az alárendeltebb, de a barlangjáratok irányát preformáló töréshálózatot a két barlangban SZENTES (1965), újabban a Baradla-barlang jósvafői szakaszán HIPS (2003) vizsgálták.

A karbonátos térszínre (szlovák területen, valamint Imola környékén) az oligocén–miocén idején kb. 10–15 m vastag abráziós alapkonglomerátum (Bretkai Formáció) települt, melyre nagy vastagságban aleuritösszlet (Szécsényi Slír Formáció) rakódott. A slír fedőjét általában az Edelényi Tarkaagyag Formáció aleuritos-homokos sorozata alkotja, melyre diszkordanciával települ a pliocénbe sorolt Borsodi Kavics Formáció (korábban: Poltári Kavics Formáció). Ez a durvakavicsos összlet az Ős-Sajó hordalékkúpja, a Pelsőc–Hosszúszó–Aggtelek–Teresztenye vonaltól D-re lévő terület fedőképződménye. Fiatalabb pleisztocén sárga- és vörösagyagos üledéket a töbrök kitöltésében, pleisztocén–holocén édesvízi mészkövet a Kecső- (Kaffka-rét) és Jósva-völgyben találunk alluviális üledékek társaságában.

A Baradla-barlang tágabb környezetének felszínfejlődési modellje

A karbonátos kőzettömeg kialakulása után — legkorábban a kréta tektonikai mozgásokat követően — a késő-kréta korban a terület szárazulattá válhatott, ennélfogva száraz térszíni lepusztulás, tönkösödés vette kezdetét. Ezt a folyamatot igazolja egy Gombaszög melletti mészkő hasadékából előkerült, pollen tartalmú vörösagyag, mely késő-kréta korú (KORDOS 1975). A tönkösödés során a térszínből csekély mértékben kiemelkedő, vagy abba belesimuló trópusi karszt, esetleg plató alakulhatott ki. Felszínét a karbonátos kőzetek málladéka boríthatta, mely a későbbi eróziós folyamatok során lepusztult. A jelenlegi rétegsorokban nem ismert olyan reziduális üledék, mely kizárólag mezozoos lepusztulási anyagnak tekinthető. Az egykori felszíni formakincs átalakulása maga után vonta a korábbi málladéktakaró áthalmozódását és keveredését. Bár kétségtelen, hogy ezek egy része akár a neogént megelőző melegebb éghajlaton is keletkezhetett (BECK 1999), in situ

előfordulásukat kizárhatónak tartjuk. Véleményünk szerint az egykori mezozoos, felszíni formakincs megsemmisült, a jelenleg észlelhető karsztformák jóval fiatalabbak.

Már a korábbi felszínfejlődési modellek szerint is a száraz térszíni felszínfejlődés zavartalanul akár az alsó-miocénig elhúzódhatott (SÁSDI 1990). Ebben az időszakban indult meg az „Igal–bükki eugeoszinklinális" kialakulása, ami a karsztos terület előterének süllyedését idézi elő. A transzgressziót jelző képződmény a Bretkai Formáció abráziós, parti konglomerátuma, melynek lithothamniumos kötőanyagában elhelyezkedő kavicsanyagát az alapkőzet szolgáltatta. A konglomerátum egykori kiterjedésére mai legészakibb előfordulásaiból következtethetünk, melyek Spanie Pole – Beretke – Aggtelek – Bagolyvágás – imolai Ördöglyuk-víznyelő – Égerszög vonalában nyomozhatók.

A tengerelöntés helyszínéből arra kell következtetnünk, hogy a karsztos tömeg vizeinek erózióbázisa a mai hegység déli határán húzódott, vagyis a vízáramlás fő iránya ekkor nagyjából É–D-i volt (*1. ábra*).

A karszt előterének süllyedése hosszú ideig tartó, nyugodt folyamatként zajlott. Hatására az üledékgyűjtőt a Szécsényi Slír Formáció finomhomokos, agyagos aleuritja töltötte fel. Területünkön a süllyedék legmélyebb pontja Dövény közelében található, itt a slír vastagsága meghaladja a 800 métert. Az üledék felhalmozódása sekély tengerborítottság (100–300 m) mellett történt, s a rétegsor egyveretűsége arra utal, hogy a tengervályú süllyedése lépést tartott az üledékvastagság növekedésével (BÁLDI 1983).

A slír tömegének nagy részét — ásványos összetevői alapján — a Vepor paleozoos tömbje szolgáltatta, ahonnan többszörös áthalmozódással kerülhetett az üledékgyűjtőbe. Az ásványspektrum fő komponensei lényegében a mai Sajó-üledékekével azonosak. Ugyanekkor a karsztos térszín irányából is történhetett anyagszállítás, ha másként nem, oldott formában. A slírrétegsor 20–30%-os karbonáttartalmának zöme mindenképpen a mezozoos tömegből származhat.

A slírfelhalmozódás É-i határa valamelyest túlnyúlhatott a Bretkai Formáció elterjedési vonalán, de ennek mértéke — a csekély transzgresszió miatt — nem lehetett számottevő. A partvonal közelségére utalnak a Trizs–Ragály közötti slírkibukkanások levéllenyomatai is. A slírképződési folyamatot a Pétervásárai Homokkő Formáció durvább (feltehetően a Zabari Tagozat) anyagának megjelenése zárta. A keresztrétegzett, csillámos üledék a karszt előterében nem keletkezett, vagy már lepusztult; legközelebbi előfordulásai Alsószuha táján találhatók, ahol helyenként összefogazódik a slírrel. A homokkő lehordási területe részben a Szepes–Gömöri-érchegység volt, mint azt a Hangony környéki minták a glaukofántartalma is bizonyítja (SZTANÓ & JÓZSA 1996).

Feltételezhető, hogy a karsztvíz áramlási iránya uralkodóan továbbra is É–D-i maradt, s areális lepusztulás jellemezte a területet.

A karszt előterétől D-re, a Borsodi-szénmedencét kialakító tengerelöntések nem érték el a térséget; ez idő alatt a karsztos térszínen és előterében továbbra is száraz térszíni felszínfejlődés zajlott. A miocén során több fázisban lezajló vulkanizmus (Tokaj-környéke esetleg a Rimai-medence É-i pereme) következtében jelentős tufaszórás történt (főként riolittufa, de nem kizárt, hogy a Sajó-völgyi andezitagglomerátum is eljutott a fedetlen karsztig). A képződmények feltehetően számottevő vastagságban fedték le a karsztos térszínt, így valószínű, hogy az eróziós tevékenység elsősorban ezen anyagok áthalmozódását jelentette. A vulkanoszediment rétegek lepusztulása olyan mérvű, hogy a felszínen napjainkban már csak Felsőnyárád térségében figyelhető meg gömbzárványos riolittufa, mely a sorozat legfiatalabb tagja. A karszt területére került vulkáni anyag fő komponensét képezi a meleg, csapadékos éghajlaton kialakuló, terra rossa jellegű málladéknak, mely nyomokban bauxitot is tartalmaz (CSILLAG 1954, BIDLÓ & MAUCHA 1964).

A kora-pannóniai folyamán sem lehetett számottevő szintkülönbség a karsztfennsík és a fedett karsztos előtér között. A felhalmozódó Edelényi Formációnak a karszt szomszédságában jellemző típusa a Debrétei Tagozat. Ez alsó részén többnyire tufás, leginkább száraz térszíni képződményre jellemző rétegsorral indul, általában lignittelepes, szürke, vagy tarka, aleuritos agyag – agyag dominanciájú, tavi összlet fedi le. Az üledékciklust agyag-, kőzetliszt-, homokrétegek váltakozásából álló, folyóvízi deltaképződmény zárja. Ez a rétegsor helyenként a kristályos hegységkeretből származó apró- vagy közepes méretű kavicsokat is tartalmazhat, többnyire nem számottevő mennyiségben. A tipikusnak



1. ábra. A Fontosabb lefolyási irányok az Aggtelek-Rudabányai-hegység környezetében a miocéntől napjainkig

Figure 1. *The most important outflow ways in the surroundings of the Aggtelek-Rudabánya Mountains from the miocen until nowadays*

1 – the location of the cave system, 2 – the direction of flows in the Miocene, 3 – the direction of the flows in the Pliocene and in the Pleistocene

mondható rétegsor jól megfigyelhető az Aggteleki-hegység K-i oldalán, elsősorban a Komjáti-medencében.

A déli előtérben a rétegsor alsó részét általában helyi lepusztulástermék adja, mely — elsősorban Rudabánya térségében, valamint a karsztperem DK-i részén (Szőlősardó–Teresztenye térségében) tavi, széntelepes, vagy szénnyomos (esetleg olajpalás) képződményben folytatódik. Ezeket az egységeket itt is folyóvízi rétegek zárják. Nyugat felé haladva a pannóniai rétegsorból fokozatosan kimaradnak a széntelepes rétegek, többnyire a bázist adó törmelék is; a folyóvízi üledék eróziós diszkordanciával, közvetlenül a slírre települ.

Alsószuhától ÉK-re, az egyik felhagyott kavicsfejtőben, alsó-pannóniaiként nyilvántartott homokos összletben jelentős mennyiségű glaukofán jelenik meg (5,92 db%), ami egyértelműen bizonyítja az Ős-Bódva vízrendszerével való kapcsolatot. Az ásvány a Bódva recens üledékében egyedülállóan magas koncentrációban — átlagban >9 db% — fordul elő. Az ásvány a folyó felső szakaszának — pontosabban a Háji-patak völgyfő környéki (LESS & MELLO 2004) — glaukofánpala kibukkanásához kapcsolódik. Ennélfogva az ásványspektrum — az ásvány ritka megjelenése miatt — egyedi, és a származási terület általa megfelelően azonosítható (vö. hangonyi slír glaukofántartalma) SZTANÓ & JÓZSA 1996).

Az alsószuhai durvakavicsos üledékből arra következtethetünk, hogy a Komjáti-medence–Kánó–Alsószuha vonal adta az egykori vízhálózat tengelyét.

A pannóniai összletben számos ponton találunk édesvízi mészkövet, ami egykori karsztforrások által táplált tavakban keletkezett. A források egyik bizonyított kilépési pontja a Teresztenyei-fennsík Ny-i peremén helyezkedik el.

Területünktől D-re, főként a Bükk É-i előterében a fiatalabb pannóniai időszak meleg klímája a 400–500 m közötti jelenlegi tengerszínt feletti magasságban viszonylag egységes, akár az Aggteleki-karszt lábáig nyúló felszínt alakított ki (PELIKÁN 2005).

Feltételezhetően a pliocén elejétől a térségben drasztikus tektonikai változások veszik kezdetüket, melyek a pleisztocén során is hatnak. A plio-pleisztocén kiemelkedések mértéke legalább 50–100 m (MEZŐSI 1998), de a karszt É-i vonulatainál elérhette a 300 m-t is (ZÁMBÓ 1998). A nyílt és fedett karszt végleges morfológiai szétválásának ideje LÁNG (1955) szerint a pliocén végére tehető. Szerinte az emelkedés következtén a karsztos térszín fedő üledékei lepusztultak, ezért a jelenleg ott fellelhető kavicsfoszlányok már nem az eredeti — hordalékerózióval létrejött — tönkfelszínen találhatók. (Véleményünk szerint ez a 400 m tengerszint feletti térszínen előforduló szórványkavicsok esetében érvényes.) A kiemelkedés mértékére leginkább az édesvízi mészkőelőfordulások helyzetéből következtethettünk: a 145 m tszf. magasságban lévőket pleisztocén, a 250–280 m tszf. magasságban lévőket késő-pliocén korúnak tartjuk (ALFÖLDI et al. 1975). A folyamatos emelkedés következtében folyóvölgyek teraszképződése a karszt É-i és K-i peremén csak a középső-pleisztocéntől követhető: a Kanyapta- és a Komjáti-medence legidősebb teraszai a Sajó III. teraszszintjének felelnek meg, vagyis a riss–würm interglaciálisban alakultak ki. Vélhetően ekkor kapott nagyobb lendületet a tektonikusan preformált és korábban már eróziós úton is fejlődő Bódva-áttörés kialakulása.

A Ny-i oldalon ugyancsak komoly következményekkel járó változások történtek. A Vepor- és a Szlovák-érchegység közelsége miatt feltehetően a rudabányai területnél is számottevőbb elmozdulások következtében nagy szintkülönbség alakult ki a hegységkeret és a mai Putnokidombság térszíne között. A térségben rendkívül intenzív hordalékkúp-építés vette kezdetét. Anyagát az a hatalmas mennyiségű durva törmelék szolgáltatta, mely a kristályos keret előterében a korábbi eróziós folyamatok következtében halmozódott fel. A szállítás energiáját jellemzi, hogy a felhalmozódó kavicstömegben még Putnok közelében is találhatók görgetegben gazdag rétegek.

A felhalmozódással keletkezett, Borsodi Kavics Formáció elterjedését egyelőre nem ismerjük biztosan. Egy viszonylag jól követhető ív figyelhető meg Aggtelek–Alsószuha–Putnok vonalában a Sajó völgye felé. Maradványai a dombtetőkön 10–20 m vastagságú, sapkaszerű roncsokban maradtak fenn. Az elterjedés É-i irányba még vitathatóbb, de valószínűleg ez a terület már nem tartozott a hordalékkúpok kialakulásának hatókörébe. A hordalékkúp fejlődése során a tömegében lévő, felszín alatti vizek nívója is emelkedett, s rövidesen meghaladhatta a források szintjét. Emellett az a lehetőség sem hagyható ki, hogy az alacsony karsztplató a korábbi felszínfejlődés során akár több ízben is lefedődhetett a paleozoos hegységkeretből származó, folyóvízi hordalékokkal, s így a nagyobb magasságban előforduló szórványkavicsok jóval korábbi üledékekből származnak.

A Borsodi Kavics Formáció kora meglehetősen bizonytalan. Egy, a Baradla barlang Retek-ágából előkerült *Hipparion gracile* (KRAUP.) lábszárcsont alapján JASKÓ (1932) a vízgyűjtő kavicsanyagát pliocénre datálja, s egyéb munkákban is ez az elfogadott besorolás. A kavicstakaró lepusztulása már közvetlenül a felhalmozódás után megkezdődött; LÁNG (1949) a kaviccsal fedett, 370–380 m tszf. magasságban húzódó tönkfelszín Sajó felőli oldalának legmagasabban kialakult, VI. teraszát is a pliocénbe helyezi. Feltételezi továbbá, hogy a Sajónak a Rozsnyói-medencéből kivezető, kanyon-jellegű folyóvölgye szintén idősebb a pleisztocénnél, vagyis az Aggteleki-hegység D-i előterében kialakult hordalékkúp építése a negyedidőszak kezdetére már bizonyosan befejeződött. Ebben az esetben a hordalékanyag átszállítása a karsztfennsíkon a Jósva-völgy felé legkésőbb a pleisztocén elején megkezdődhetett.

A barlang fejlődésére nézve további fontos folyamat, hogy a szintkülönbség létrejötte felgyorsítja a jósvafői antiklinális roncsolt felszínébe vágódó vízfolyás, nevezetesen a Jósva-patak hátravágódását. A korábban feltehetően nem túl jelentős patak akkor válik igazán fontossá a Baradla genetikája szempontjából, mikor átvágja a rosszul karsztosodó alsó-triász képződményeket. A Jósva 300–350 m-en elhelyezkedő, a torkolathoz viszonylag közel eső sziklateraszai már pleisztocén korúak (JASKÓ 1935). A

hirtelen eróziószint-váltást jól demonstrálja a viszonylag nagy, valószínűleg már a pannóniai korszakban is alakuló torkolathoz képest fiatal, meredek formakincsű völgy. Hasonló kontraszt még szembetűnőbben jelentkezik a Ménes-völgy esetében, mely nyilvánvalóan párhuzamosan fejlődött a Jósva-völggyel.

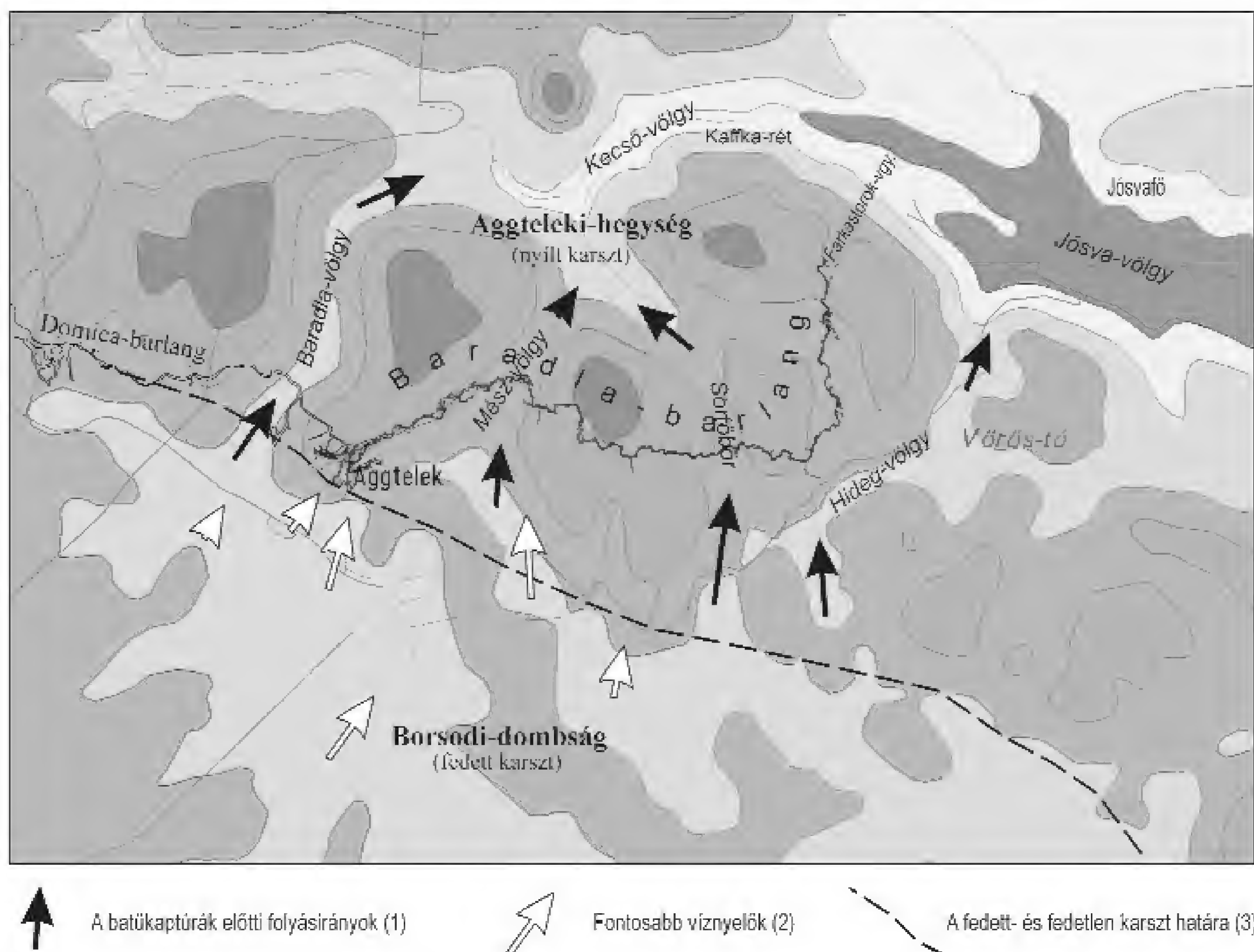
A Baradla-barlangrendszer kialakulása, fejlődése

Amikor a korai vízhálózat fejlődésének következtében az aggteleki előtérben lévő üledékgyűjtő végérvényesen feltöltődött, a hordalékkúp magassága meghaladta a déli peremvidék forráskilépéseinek szintjét, s a karsztvíz áramlásának iránya D felé ellehetetlenült. Mivel a hordalékkúp magassága a térségben kevéssel meghaladta a 380 m tszf. magasságot, a piezometrikus szint is ehhez igazodott. Az első átfolyások — már akár a hordalékkúp fejlődésének végső szakaszában — a karszt felszínén is utat találhattak a Jósva-völgy felé.

A Rudabányai-hegység közelében a vízfolyások viszonylag könnyebben jutottak el a Bódva irányába (Henc-völgy; a Rét-patak kifolyása). Aggtelek közelében egyre határozottabb, északias irányítottságú völgyek alakultak ki. Ilyenek pl. az Aggteleki-fennsík völgyei: a Hideg-völgy, a Mész-völgy, melyek Almási-völgy által csatlakoznak a Kecső-, ill. a Jósva-völgybe, valamint a Baradla-völgy (*2. ábra*). A Jósva mélyülése miatt a triász kőzetekben a karsztvízszint lejjebb szállt, így a völgyek mentén medernyelők alakultak ki. Ezek közül a legmarkánsabb — és valószínűleg a legidősebb — a Hideg-völgy, melynek torkolata kb. 350 m tszf. magasságban nyílott; ehhez a szinthez igazodnak a Jósva sziklateraszai és a Jósva-völgy É-i szomszédságában található, fennsík jellegű terület a Kuriszlán–Szelce-völgy irányában.

A Domica–Baradla-barlangrendszer kialakulási elméleteinek egyik fontos alapproblémája, hogy míg a barlangrendszer morfológiailag jól elkülöníthető, látszólag önálló fejlődésű szakaszokra bontható, addig a rendszer maga komplett egységet képez.

Az első (és a Baradla–Domica-rendszer számára talán egyetlen) lecsapolási pont egy kb. K–Ny csapású, tektonikus helyzetű vízzáró zóna miatt a Kecső-völgy Farkastorok-völgyhöz közeli, D-i lejtőjén található Kaffka-réten lehetett. Mivel az ősi forrás maga felé irányította a tőle Nyra eső teljes karszttömeg felszín alatti vizeinek áramlását, igen nagy vízhozamokkal kell számolnunk. Ez a víztömeg képes lehetett arra, hogy túl a hasadékrendszer korróziós tágításán, az optimális elvezetési irányok kihasználásával egy kizárólag korróziós úton kialakított barlangfolyosót (SZENTHE 1986) — nagyjából a mai Főág nyomvonalában —



2. ábra. A vízfolyások irányai az Aggteleki-hegység területén a negyedidőszakban

Figure 2. *Watercourse ways on the territory of the Aggtelek Mountains in the quarter period*

1 – The direction of flows before the depth-captures, 2 – The more important shinkholes, 3 – The boundaryof the covered and uncovered karst

alakítson ki. Ez magyarázhatja, miért nem sikerült bizonyíthatóan megtalálni az egyes szakaszoknak a Kecső felé nyíló forrászónáját. Ezek esetleges felfedezése esetén azonban nincs megfelelő hidrológiai indok arra, hogy ezen önállóan is működőképes barlangoknak végül miért kellett volna később rácsatlakozniuk a Főágra és a Jósva-forrásba leadni a vizüket? Ehhez a kérdéshez szolgál fontos adalékként az a felismerés, hogy napjainkban a Kecső-patak a szlovák oldalon kialakult medernyelőinek vize sem a rövidebb utat követve, a patak torkolatának táján tör felszínre, hanem feltehetően jelentős kitérővel a hidrológiai rendszerre erőteljes „elszívó hatást" gyakorló Hosszú-alsó-barlangra csatlakozva, a Jósva-forrásban jelenik meg. Vagyis: a fiatal járat esetében a Főág korai fejlődési stádiuma megismétlődni látszik.

A felszíni vízfolyások batükaptúrák általi folyamatos lefejeződése a korábbi modellek alapját szolgáltatta (JAKUCS 1952, 1971; DÉNES 1971). Az egykori felszíni, a Jósva–Kecső irányába igyekvő — vagyis a felszín alatt kialakult vízelvezetési pályára közel merőleges —vízfolyások egykori medernyelői a mélységi lefejezéstől kezdve az intenzíven működő Főág felé dolgoztak, ennek következtében az eróziós fejlődési szakaszban is már csak ezt az utat követhetik. Az oldásos folyamatok révén egyre fejlettebbé váló járatkezdeményeken megindult a kavicsanyag behordódása. A sokkal intenzívebb eróziós folyamatok az eredeti Főág csatornájának méretét többszörösére tágították, s egyszersmind eltörölték az egykori oldódásos folyamatok által létrejött formakincs túlnyomó részét is.

A visszamaradó sajátságos, az egykori folyóvölgyekhez köthető, vörösagyagos töbörsorok — melyek az ún. „Aggteleki-fennsíkon" és a Szelce-völgytől D-re, a 310–350 m-es szintközhöz köthetően jelennek meg (vagyis a Jósva-völgy felső folyásának két oldalán, az intenzív karsztosodás zónájában) — morfológiailag jól elkülöníthetők a magasabb, 500 m körüli tönkfelszínen (Alsó-hegy fennsíkja), valamint a fiatalabbnak tartott, alacsonyabb, 270– 280 m-es térszínen (pl. „Jósvafői-fennsík") kialakult oldásos formáktól (JAKUCS 1964).

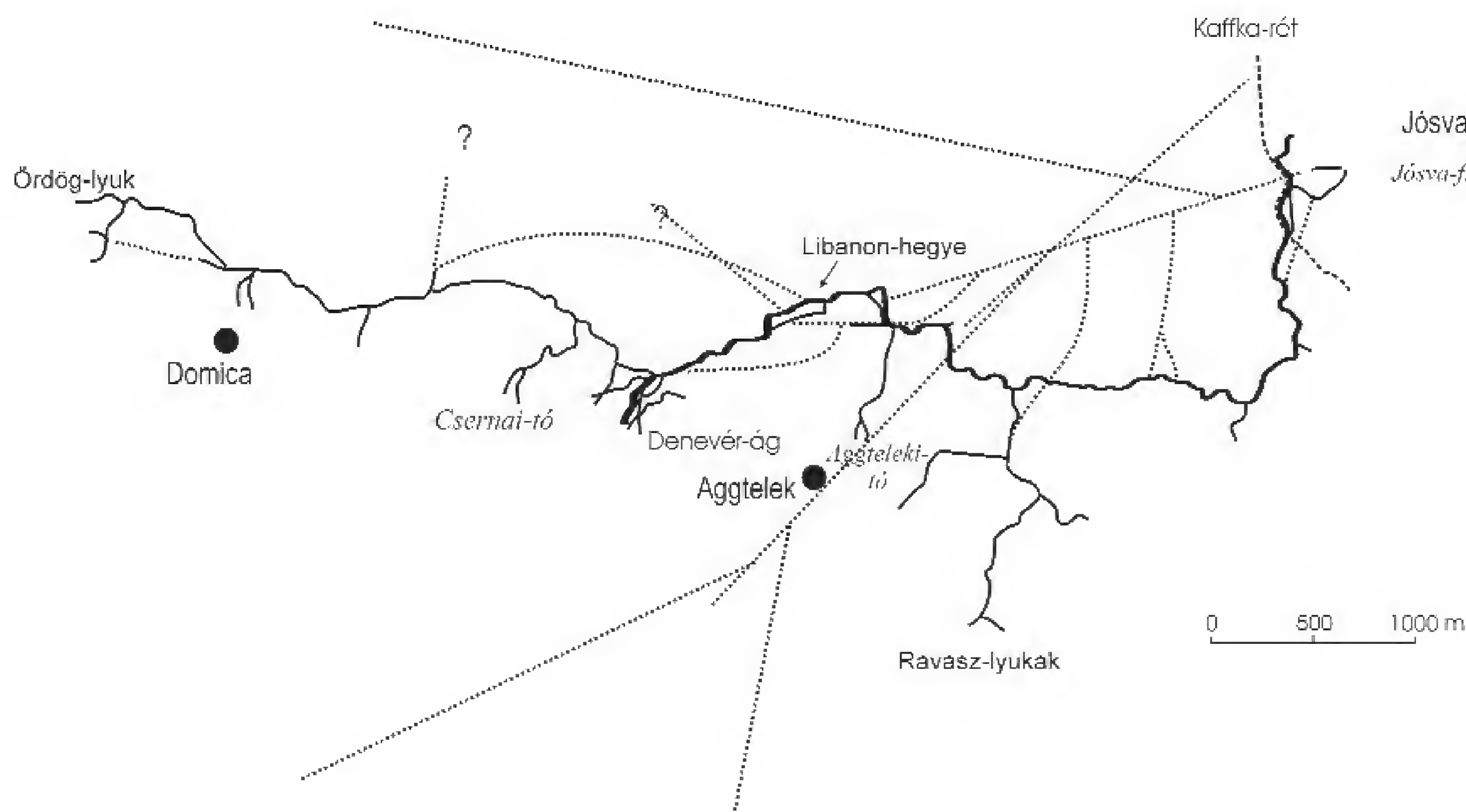
A felszínfejlődés során a Bódva völgye felé vezető vízfolyások folyamatosan hátravágódtak Ny-felé. Ha elfogadjuk azt, hogy a nem karsztos térszínről a Kecső-patak felé kialakuló völgyek fejlődése szorosan összefügg a patak hátravágódásának ütemével, akkor feltételezhetjük, hogy a barlangrészek kialakulása időrendben K-ről Ny-ra történt (a közeli részek egyidejűsége természetesen nem zárható ki), s a rendelkezésre álló kavicsos hordalék mennyiségének függvényében fejlődésük intenzitása is nőtt. Eszerint a barlangjáratok keresztszelvényének mérete csak másodlagosan függ a levezetésre kerülő víz mennyiségétől (JAKUCS 1956); ezt elsődlegesen az átszállított kavicsos kőzettömeg mennyisége szabja meg. Bár a Ny-i részen, az országhatár közelében délies irányban történik a hátravágódás, a jelenlegi vízgyűjtő terület növekedése mérsékelt lehetett.

A magasabban fekvő járatrészek — pl.: Meseország, Retek-felső, Denevér-ág, Száraz-Domica — az adott szakasz legidősebb részei és nem zárható ki, hogy fejlődésük iniciális szakaszában önálló egységet képeztek, de valószínűleg már ebben a stádiumban is a Főággal kommunikáltak (l. Denevér-ág és a Főág kapcsolódása). Valószínűnek tartjuk, hogy a Főág szintjéhez tartozó járatrendszer kialakulása egységesen történt. Ebbe az elméletbe nehezen illeszthető a Domica-rendszer, melynek jelenlegi csatlakozási útvonala, a Styx viszonylag fiatal szakasznak tűnik, ám ez csak akkor lenne bizonyított, ha felfedeznék a Kecső felé vezető ágat. Elméletileg az sem lehetetlen, hogy a szlovák területre eső járatrész egy jelenleg még ismeretlen járattal kapcsolódott a Főághoz. (A Baradla-rendszer meglévő és feltételezhető összefüggéseit a *3. ábra* mutatja be.)

Ha elfogadjuk a korábbiakban felsorolt események hatásmechanizmusát a barlangrendszer létrejöttére, akkor a barlang iniciális szakaszainak kialakulását arra az időpontra kell helyezni, amikor a Jósva-völgy megközelítette a mai forrásvidéket. A keletkezést megelőző időszakok döntő eseményei a Borsodi Kavics Formáció felhalmozódása a karszt előterében (esetleg a Csetnek-patak által) a pliocén során, ami feltehetően a valachi mozgásokkal zárul, és a Sajó, valamint a Sajó és a Bódva vizeinek jelentős hátravágódását beindító tektonikai mozgások a günz–mindel interglaciálisban (GAÁL & BELLA 2005). A Jósva–Kecső rendszer fejlődése irányítja a karszton keresztül kialakuló völgysorok fejlődését s legkorábban ebben az interglaciálisban történhetett meg a Baradlát magába foglaló karsztos tömeg lecsapolási pontjának kialakulása a Farkastorok-völgyben. Valószínűtlennek tűnik azonban, hogy ez a rövid időszak elegendő lehetett a hatalmas méretű eróziós formák kialakulásához. Ha figyelembe vesszük, hogy az eljegesedések periglaciális, relatíve száraz éghajlata nem kedvez az eróziós folyamatoknak, úgy a barlangrendszer fejlődése feltehetően megrekedt a korróziós szakaszban, vagyis a főág vízelvezető pályájának kialakulásakor.

A továbbfejlődést segítő időszak a következő interglaciálisban adódott. A mindel–riss meleg, csapadékos klímája kiváló feltételeket biztosíthatott a kavics nagy tömegben történő szállítására előbb a felszíni völgyekben, majd a korábban tisztán korróziós csatornán keresztül. A felszín alatti eróziós folyamatok feltehetően rövid idő alatt, drasztikusan átalakították a járat képét, kialakítva a mai formakincset, javarészt eltörölve a korábbiakat. A vízgyűjtő terület nagysága, a vízhozamok és a behordásra kerülő kavics mennyisége, valamint a folyamat időtartama optimális körülményeket biztosított a Budai Nagy-alagútig 18 m-es főtemagassággal jellemezhető szakasz kialakulásához.

Nem tudhatjuk pontosan, hogy az aktív időszak túl erőteljes szelvénytágulási folyamata vagy a riss glaciális hosszú korróziós időszaka, esetleg a fiatalabb pleisztocén tektonikai mozgások okozták-e a barlangüreg több pontján bekövetkezett nagymérvű főteszakadásokat. A vízfolyást gátló omlások miatt a következő interglaciális aktív szakaszában a felszín alatti vízfolyás hatalmas tömegű hordalékot halmozott fel. Ez a jelenség jól ismert a mesterséges gátak



3. ábra. A Baradla-Domica-rendszer és feltételezett kapcsolatai (szerk. SÁSDI L. 2008)
Figure 3. *The supposed connections of the Baradla-Domica system (compiled L. SÁSDI 2008)*

építésénél is; a Baradlában a közelmúltban emelt Füredi-gát a Csónakázó-tó medrében csaknem 4 m vastagságú agyagfelhalmozódást okozott. Az akkumuláció azonban — a mészkő vastagpadosságából is következő, nagyméretű kőtörmelékek részleges átjárhatósága miatt — a főágban nem vezetett a járat teljes elzáródásához és az omlásokat követően azonnal megindulhatott a kitisztulási folyamat.

Az akkumulációs időszak korát igazolja az üledékek paleomágneses vizsgálata, mely 120 ezer éves maximális kort mutatott ki (BOSÁK 2004) és alátámasztja a hasonló eredményekkel zárult, a törmelékanyag felső szintjéből vett cseppkőminták radiometrikus koradatait vizsgáló méréssorozat is (LAURITZEN 1994). Hasonló megállapításra jutottak az újabb radiometrikus kormeghatározások során is (ZÁMBÓ et al. 2002), melyek eredményei szerint a főág kora minimum 150 ezer éves, kialakulását a riss glaciálistól számolják. A barlang főbb morfológiai egységei az utolsó glaciálisban már a mostanihoz hasonló képet mutathattak. Ezt támasztják alá pl. az 1970-es években a Morea törmelékének felső részén nagy valószínűséggel in situ talált fiatal barlangi medve csontjai is.

Azok a járatok, melyek „kimerítették” a felszíni kavicsutánpótlásukat, nem fejlődhettek tovább. Megfelelő csapadékelvezetéssel még funkcionálhatnak, de egy részük az agyagos hordalék következtében feltöltődött és kiiktatódott a rendszerből. Az egykori kavicsszállítást azok a járatok bizonyítják, melyek jelenlegi vízgyűjtőjén már nincs kavics, ugyanakkor a járatok kitöltésében jelentős mennyiségű kvarcit és egyéb, területidegen komponens található. A feltöltődésre kiváló példa a jósvafői szakaszban lévő Arany utca, de hasonló sorsra juthatott az aggteleki szakaszban a Róka-ág, melynek a Főágra való eredeti becsatlakozása feltehetően szintén feltöltődött. A vízgyűjtők egykori felszíne folyamatosan változott, a már meglévő rendszerre később újabb járatok csatlakozhattak, mint pl. a Csernai-, a Törökmecset- és a Vörös-ág, azonban a rendelkezésre álló kavicsanyag mennyisége már olyan csekély volt, hogy csak szerény szelvényméretek alakulhattak ki.

A víznyelők vonalának hátravágódása ma is tartó folyamat, jellegzetes példa erre a Bába-lyuk víznyelő Aggtelek határában. Egyelőre nem számottevő, de a távolabbi jövőre nézve egyre jelentősebbé váló folyamat a topográfiai vízgyűjtő várható É-ra tolódása Trizs és Ragály felől, a vízválasztótól D-re futó konzekvens patakvölgyek erőteljes fejlődése következtében.

Nagyon valószínű, hogy sem az egyes járatszintek, sem a teraszok elhelyezkedéséből nem lehet következtetni a barlang korára. JASKÓ (1933) egy felső járatszintet („Padlás”) a pliocénbe sorolja, a főágat a Duna fellegvári teraszával egykorúnak véli, de belátja, hogy a feltöltések következtében fiatalabb járatok akár magasabb szinten is képződhetnek. KESSLER (1938) munkájában világosan felismerhető teraszszinteket ír le (a patak szintjétől cca. 1 és 3 m-es magasságban), de ezek szintén nem alkalmasak az egyes járatrészek viszonylagos korának meghatározására. Hasonló megállapításra jut SZENTHE (1986) a színlők tanulmányozása során.

Ugyanez a helyzet az ún. agyagdombokkal, hordalékteraszokkal is. Korábban hajlamosak voltunk ezeket általános hatásnak betudni, pl. a glaciális miatti hozamcsökkenésnek. Ma úgy véljük, ez az elképzelés teljesen alaptalan; a kialakulásukhoz nincs szükség éghajlati hatásra, és semmi nem igazolja, hogy az egyes szakaszokon világosan megtalálható teraszszintek azonos korúak. Ugyanígy az

omlások egyidejűsége is valószínűtlen. Önálló folyamatnak kell tartanunk a Nehéz-út melletti szakaszt visszaduzzasztó Libanon omlását, melynek hatására a főág szinte teljesen feltöltődött, szintén különálló esemény lehet a Morea omlása, mely ugyancsak az egész aggteleki szakaszt visszaduzzasztotta vagy a Vaskapu két ütemben történt omlása.

A Baradla-rendszer további fejlődését erősen korlátozza a megfelelő mennyiségű és méretű kavicshordalék hiánya. Hordalékfogós vizsgálatokból tudjuk, hogy a legnagyobb árvizek során is csak max. 3,6 cm-es átmérőjű kavicsanyag mozog (PIROS & GYURICZA 1984), holott a barlang kavicsos feltöltésének anyagában a 10 cm körüli átmérő sem ritka. A jelenleg szállított, eróziós szempontból jelentős hordalék a durvahomok, a rendszeren történő ritka átfolyások (már csak a nagy árvizeknél jut el víz az Óriások-termi-víznyelőig) már nem végeznek látványos járatalakító tevékenységet. Kérdéses, milyen intenzitású az eróziós járatalakulás a jelenleg aktív Hosszú-alsó-barlang rendszerében? Nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a durva hordalék erősen megcsappant mennyisége miatt a primer korróziós csatornához képest nem várható számottevő járatalakulás, vagyis a feltárás során szűk szelvényekkel és hosszú szifonsorokkal kell számolni.

Összefoglalás

A Baradla-barlangrendszer tágabb környezetéről összegyűjtött információk alapján megállapítható, hogy a karsztos terület előterében a mezozoikum után kialakult üledékgyűjtő hosszú időn keresztül alapvetően meghatározta a térség vízfolyásainak irányát. Ezen időszak alatt a karsztos tömeg felszínén többnyire száraz térszíni lepusztulás történt, egyes időszakokban feltételezhető a kialakult tönkfelszín részleges lefedődése is a kristályos hegységkeretből ideszállított törmelékes üledék, a fiatalabb korokban pedig vulkanoszediment által.

A feltehetően pliocén eleji, drasztikus tektonikai mozgások következtében az ősi vízhálózat a Szepes–Gömöri-érchegység felől hatalmas tömegű, durvakavicsos kőzettömeget halmozott fel, mely végérvényesen feltöltötte a karsztos vonulat előterét, megszüntetve a korábbi vízhálózatot. A hordalékkúp építésével párhuzamosan az Aggteleki-hegység K-i oldala felől nagy intenzitású völgyképződési folyamat indult meg, mely a pleisztocén közepére már biztosan elérte a jósvafői térséget és meghatározta a karsztos tömeg vízháztartásának alakulását. A mészkőtömegben a beszivárgó csapadék- és olvadékvizek korróziós hatása révén egy nagy kapacitású, felszín alatti, primer gyűjtőcsatorna alakult ki, mely vizét feltehetően a Kaffkarét környékén, cca. 270 m tszf. magasságban adta le a Jósva felé. A karsztfelszínen, valószínűleg a mindel–riss interglaciálisban a Jósva–Kecső rendszere felé haladó patakvölgyek mélyülésük során elérték a nyílt mészkőfelszínt és lefejeződtek, a kialakuló korróziós majd eróziós járatok rácsatlakoztak a juvenilis Főágra, mely a nagytömegű durva hordalék hatására erózós barlangi folyosóvá alakult. Az egyes járatszakaszok rácsatlakozása a Főágra a Kecső-patak völgyének fejlődését követve K-ről Ny-i irányba haladt, a kialakuló barlangszakaszok formakincsét és méreteit vízgyűjtőik nagysága és az azon megtelepült Borsodi Kavics Formáció mennyisége határozta meg.

A barlang fejlődésének következő szakaszát a nagymérvű omlások kialakulása jelentette, melynek számos oka lehet, legvalószínűbb a glaciális időszak korróziós folyamatai által okozott főtelazulás. A Főágban képződött gátak miatt a riss–würm interglaciális időszakában hatalmas tömegű üledék halmozódott fel, melynek eróziója azóta is, egyre gyengülő tendenciával folyik. A Jósva–Kecső-rendszer holocén eróziója következtében a barlangrendszer erózióbázisa is mélyebbre került, a Főág alatt kialakult az ún. Alsó-barlangok vízrendszere, mely napjainkban a közepes vízhozamokat már a Főág mellőzésével vezeti a Jósva-forrásokhoz.

Irodalom — References

ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ GY. & RÓNAI A. 1975: *Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34-XXXIII. Miskolc.* — MÁFI, Budapest. 277 p.

BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk.* — Akadémiai Kiadó, Budapest. 293 p.

BECK, R. K. & BORGER, H. 1999: Soils and relief of the Aggtelek (NE Hungary): record of teh ecological impact of paleoweathering effects and human activity. — *Acta Geographica Szeged* **36,** 13–30.

BIDLÓ G. & MAUCHA L. 1964: A Jósvafő környéki karsztüledék vizsgálata. — *Az Építőipari és Közlekedési Műszaki Egyetem Tudományos Közleményei* **10,** 71–82.

BOSÁK, P., MÓGA J., KADLEC, J., PRUNER, P. & CHADIMA, M. 2003: Előzetes beszámoló a Baradla-barlangban végzett paleomágneses vizsgálatokról. — *Karsztfejlődés VIII,* Szombathely, 297–307.

CSILLAG P. 1954: Jelentés a Bükk-hegység DK-i és ÉK-i peremvidékén és Aggtelek–Jósvafő környékén végzett földtani térképezési munkáról. — Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 86 p.

DÉNES GY. 1971: A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében. — *Karszt és Barlang* **1,** 5–8.

GAÁL, L. & BELLA, P. 2005: Vplyv tektonikych pohybov na geomorphologicky vyvoj zapadnej casti slovenského krasu. — *Slovensky kras* **43.** 18–36.

GRILL J., KOVÁCS S., LESS GY., RÉTI ZS., RÓTH L. & SZENTPÉTERY I. 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. — *Földtani Kutatás* **27/4,** 49–56.

HIPS K. 2003: Gutensteini Formáció a Szilicei-takaró Aggteleki fáciesében. — *Földtani Közlöny* **133/4,** 445–468.
JAKUCS L. 1952: Aggteleki cseppkőbarlang. — Művelt Nép, Budapest, 119 p.
JAKUCS L. 1956: Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. —*Földrajzi Közlemények* **80/1,** 25–38.
JAKUCS L. 1964: Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi Karsztvidéken. — *Borsodi Földrajzi Évkönyv* **5,** 12–23.
JAKUCS L. 1971: *A karsztok morfogenetikája.* — Akadémia Kiadó, Budapest, 310 p.
JASKÓ S. 1932: A Baradla új részeiről. — *Földrajzi Közlemények* **60/9–10,** 157–159.
JASKÓ S. 1933: Morfológiai megfigyelések és problémák A Gömör-Tornai karsztvidék délkeleti részében. — *Földrajzi Közlemények* **61/7–8,** 245–251.
JASKÓ S. 1935: a Jósva-patak völgyének geológiai leírása. — *Földtani Közlöny* **65/10–12,** 291–300.
KESSLER H. 1938: Az aggteleki barlangrendszer hidrográfiája. — *Földrajzi Közlemények* **66/1–3,** 1–30.
KORDOS L. 1975: MELLO J., SNOPKOVÁ P. 1975: Felső-kréta kitöltés a gombaszögi kőbánya triász mészkőbányában. (könyvismertetés).— *Karszt és Barlang* **1–2,** p. 34.
LAURITZEN, STEIN-E. & LEÉL-ŐSSY SZ. 1994: Előzetes koradatok egyes baradlai cseppkövekről. — *Karszt és Barlang* **1–2,** 3–8.
LÁNG S. 1949: Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. — *Hidrológiai Közlöny* **1–2,** 2–10., 5–6., 141–148. és 9–10., 283–289.
LÁNG S. 1955: Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken. — *Földrajzi Értesítő* **79/1,** 1–20.
LESS GY. & MELLO, J. (szerk.) 2004: Geological map of the Gemer–Bükk area. — MÁFI, Budapest.
MAUCHA L. 1998: Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatása eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai 1958–1993. — Kézirat, Vituki Zrt. Hidrológiai Intézete, 82 p.
MEZŐSI G. 1998: A Borsodi-dombság tájföldrajzi jellemzése. — *Földrajzi Értesítő* **47/3,** 395–408.
PELIKÁN P. (szerk.) 2005: *A Bükk hegység földtana.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
PIROS O. & GYURICZA GY. 1984: A Baradla-barlang eróziós-genetikai vizsgálata. — A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei. I. sorozat, Bányászat **33/1–4,** 47–55.
SÁSDI L. 1990: Az Aggtelek–rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang* **1991/1,** 3–8.
SZENTES GY. 1965: Földtani, tektonikai és genetikai vizsgálatok a Baradla- és Béke-barlangban. — *Karszt és Barlang* **1965/2,** 71–78.
SZENTHE I. 1986: Néhány fontosabb hazai barlang keletkezésének újraértelmezése kisformák morfogenetikai értékelése alapján. — Kézirat, 18 p.
SZTANÓ, O. & JÓZSA, S. 1996: Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition: a case study from the Early Miocene of northern Hungary. — *Tectonopysics* **266,** 319–341
ZÁMBÓ L. 1998: Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése. — *Földrajzi Értesítő* **47/3,** 359–378.
ZÁMBÓ L., FORD, D. & TELBISZ T. 2002: Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő negyedidőszaki klímaingadozások tükrében. — *Földtani Közlöny* **132/különszám,** 231–238.

Kézirat beérkezett: 2007. 11. 26.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

139/1, 93–100., Budapest, 2009

GPS-navigáció történeti és modern földtani térképeken

GALAMBOS Csilla[1], TIMÁR Gábor[2], SZÉKELY Balázs[3, 2]

[1]Magyar Állami Földtani Intézet Geoinformatikai Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14.
[2]ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
[3]Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, TU Wien, 1040 Wien Gußhausstr. 27–29.

GPS navigation on historical and modern geological maps

Abstract:

The usage of georeferenced maps in GIS applications provides the possibility to apply geological maps in real-time GPS-navigation. In these tasks, both historical and modern geological maps can be applied. A georeferenced raster file of a geological map can be rendered as a background image in GPS software on a Personal Digital Assistant (PDA). The software shows the actual position provided by the GPS-navigation on this background. Thus, the information on a geological map can be interpreted directly in the field at exactly the position of the observer. Using this procedure with modern maps, it provides an interesting new form of application for users. The usage of historical maps is also a possible application for the mapping geologists, too. This study, gives an algorithm of such an application and tackle the problem of the characteristic errors associated with it.

Keywords: geological maps, georeference, GPS, map projection, projection computations

Összefoglalás:

A georeferált térképi alkalmazások elterjedése a térinformatikában lehetőséget teremt arra, hogy a geológiai térképeket valós idejű GPS-navigációs feladatokban is felhasználjuk. Az alkalmazásban lehetséges mind a történeti, mind pedig a modern földtani térképek integrálása. A raszteres geológiai térkép georeferálásával, vagyis az egyes képpontokhoz földrajzi információ rendelésével azok zsebszámítógépen (PDA-n) GPS-szoftverek háttérképét képezhetik. Erre a háttérre a szoftver rávetíti a GPS által meghatározott pozíciót, így lehetővé válik, hogy a földtani térképek által hordozott információt a terepen összevessük álláspontunkkal. Modern térképek alkalmazásakor ez elsősorban a térképek felhasználói, míg a történeti térképek esetében akár a térképező geológus számára jelent érdekes új felhasználási lehetőséget. Munkánkban a fenti folyamat egy megvalósítását és annak hibáit tárgyaljuk.

Tárgyszavak: geológiai térkép, georeferencia, GPS, térképi vetületek, vetületi átszámítások

Bevezetés

Napjainkban a műholdas navigáció, a GPS-technika egyre nagyobb helyet kap mindennapi életünkben. Már nem számít különcségnek, sőt egyre inkább természetessé válik, hogy ismeretlen vagy akár többé-kevésbé ismerős területeken műholdas navigációs rendszerbe épített autóstérkép alapján tájékozódunk, aktuális pozíciónkat mindig rávetítve a megjelenített térképre. Természetjáráskor, terepi tájékozódáskor ez a technológia töredékére csökkenti az eltévedés lehetőségét.

A műholdak által kibocsátott elektromágneses jelek feldolgozásán alapuló helymeghatározáson, a szűkebb értelemben vett GPS-technikán túl mi is ezen alkalmazások igazi újdonsága? Az, hogy a mások által felhalmozott, helyekhez kapcsolódó és térképi formában megjelenített tudásbázison aktuális pozíciónkat e térkép megfelelő helyére vetítjük. A jelen munkában annak a lehetőségeit keressük, hogyan alkalmazható ez a módszer speciálisan a földtani ismeretanyag és a terepi pozíció összekapcsolásával. A földtani térképek esetében geológiai ismereteink térképi formába öntésére az adott korban érvényes, meglehetősen kötött szabályok vonatkoznak, amelyeket a térkép jelkulcsa és a magyarázó egészít ki. Hogyan bővítheti ezek alkalmazását a terepen, valós időben a GPS-technika? Úgy, hogy a digitalizált, vagy eleve digitális formában elkészített térképet egy GPS-eszköz képi megjelenítésre is használt memóriájába töltve aktuális pozíciónkat erre vetíthetjük. A

szűken vett probléma megoldása természetesen nem földtani jellegű ismereteket igényel, alkalmazása viszont a geológiában, a terepi felvételezésben és adott esetben a kész geológiai térképek felhasználóinak támogatásában nyújt új lehetőségeket.

A munkában nem geodéziai, hanem csak térinformatikai pontosságra törekszünk: a geokódolás elvi hibája (a különböző vetületek önkényes választásából adódó hiba) ne haladja meg a térképi leolvasás egyébként méretarányfüggő hibáját, vagyis a fél milliméter térképi távolsághoz tartozó terepi hosszt, illetve az abszolút GPS-mérés átlagos, horizontálisan 5, maximálisan 15 méter középhibáját (ÁDÁM et al. 2004)

Georeferencia: kapcsolat a térkép és a GPS között

Amikor a bevezetésben azt írjuk, hogy a digitális térképet a GPS képi megjelenítésére is használt memóriájába töltjük, ezzel egy összetett munkafolyamatot említünk, amelynek a földtani kutatásban dolgozók számára is érthető kifejtése a jelen munka fő célja. Ahhoz, hogy pontosan lássuk az ehhez elvezető lépéseket, először meg kell értsük, milyen koordinátarendszereket használ a GPS-műszer, milyenek szerepelnek a térképeinken, és hogyan kapcsolható össze e kettő.

A GPS-műszerek — itt nem tárgyalva a belső számításaik során valójában használt adatformátumokat — pozíciónkat a WGS84 geodéziai dátumon érvényes földrajzi szélesség és hosszúság formájában adják meg. A WGS84 egyrészt egy forgási ellipszoidot jelent annak jellemzőivel (nagytengely, lapultság), másrészt azt, hogy ennek az ellipszoidnak a geometriai centruma a Föld tömegközéppontjába van elhelyezve.

Ez az utóbbi tulajdonság az, amellyel a hagyományos geodéziai eljárásokkal (csillagászati mérések és háromszögelés, illetve ezen forrásból származó koordináták kiegyenlítése) létrehozott alapfelületek nem rendelkeznek. Ezek a helyi, egy-egy országra vagy régióra elkészített geodéziai dátumok — így a hazánkban az EOV alapfelületeként alkalmazott, és a MÁFI térinformatikai (GIS) környezetében is használt HD72 dátum is — a geoidnak az adott területen vett darabjához illeszkednek, így geometriai centrumuk a Föld tömegközéppontjától néhány tíz vagy néhány száz méter nagyságrendben eltér.

A fentiekből az következik, hogy egy adott tereppont földrajzi koordinátái az egyes geodéziai dátumokon néhányszor tíz, néhányszor száz méteres nagyságrendben eltérnek egymástól. A térinformatikai szoftverek — illetve korlátozott mértékben maguk a GPS-műszerek is — képesek a különböző dátumokon érvényes földrajzi koordináták közti átszámításra. Ehhez az szükséges, hogy a dátum-ellipszoidok középpontjait összekötő vektor komponenseit a Földhöz rögzített koordinátarendszerben megadjuk. A MÁFI-ban használt ESRI térinformatikai környezetben pontosan ez történik a HD72 alapfelület leírásakor, amikor a HD72 és a WGS84 dátumok középpontjai, tehát a HD72 centruma és a Föld tömegközéppontja közötti vektor komponenseit adjuk meg a szakirodalmi adatok (TIMÁR et al. 2002) felhasználásával.

A térképek koordinátarendszere síkban értelmezett. A térképi síkkoordináták és a készítéséhez felhasznált geodéziai dátumon értelmezett földrajzi koordináták közt a térkép vetülete által meghatározott ún. vetületi egyenletek teremtenek kapcsolatot. Az alkalmazott térinformatikai szoftverek természetesen ismerik ezeket az egyenleteket. A vetületek definiálása a GIS-programokban a vetület típusának (pl. ferdetengelyű szögtartó hengervetület) és vetületi paramétereinek (vetületi kezdőpont helye, skálatényező, stb.) megadásával történik.

Egy digitális térkép georeferálása azt jelenti, hogy a térkép minden elemének megadjuk a koordinátáit, és definiáljuk azt is, hogy ezek a koordináták milyen vetületi rendszerben és melyik geodéziai dátumon érvényesek. Mindezen információk alapján a térinformatikai rendszerek ki tudják számítani a térképi elemeknek a WGS84-rendszerben már egyedi földrajzi koordinátáit. Ennek eredményeként a térkép és a GPS koordinátarendszere kölcsönösen egyértelmű kapcsolatba hozható.

Az eleve digitális formában elkészült térképművek, így pl. a MÁFI 1:100 000 méretarányú digitális földtani térképe esetében a georeferencia eleve adott. Amennyiben papírtérképet szeretnénk digitalizálni és georeferálni, akkor először szkenner segítségével létrehozzuk a térkép digitális raszteres változatát. A térinfomatikai rendszereink lehetővé teszik, hogy e képen néhány pontot (ún. illesztőpontok) kijelölve, ezen pontok térképvetületi koordinátáit megadva ezt a képet egy adott vetülettel/dátummal definiált koordinátarendszerbe transzformáljuk.

Ebben a munkafázisban megtehetjük azt is, hogy a térképen olyan pontokat jelölünk ki, amelyek térképi koordinátái más forrásból ismertek. Ennél egyszerűbb az az eljárás, amikor a térkép hálózata vagy kerete (őrkeresztek, hálózati vonalak kereszteződése) által definiált koordinátákat használunk. Mindkét esetben fontos azonban, hogy a pontok koordinátáit a térkép saját vetületében adjuk meg!

Amennyiben GIS-szoftverünkbe nincs beépítve valamely régebbi vetület, a szakirodalmi adatok alapján azt (az ahhoz használt geodéziai dátummal együtt) nekünk kell definiálnunk. A korábbi, budapesti sztereografikus vetületben készült geológiai térképek (így pl. LÓCZY 1920; VADÁSZ 1935; KREYBIG 1940; NOSZKY 1940; SCHRÉTER 1940; SZENTES 1943a, b; SÜMEGHY 1944) esetén pl. e vetület definiálását TIMÁR et al. (2003) megadja. A GIS-szoftver arra is képes, hogy az illesztőpontok kijelölésekor az általunk ismert vagy leolvasott koordinátákat átszámítsa a térkép saját vetületének megfelelő koordinátarendszerbe. Amennyiben az illesztőpontok koordinátáit nem a térkép saját vetületében adjuk meg, ez hibát okoz, amely annál nagyobb, minél nagyobb a térkép földrajzi kiterjedése. 20 kilométer alatt az ebből származó

hibák mértéke elég alacsony ahhoz, hogy a térinformatikai gyakorlat azokat figyelmen kívül hagyja, de már egy 1:100 000 méretarányú földtani térképszelvény méretét elérő vagy azt meghaladó térkép esetén ezt nem tehetjük meg.

A GPS-navigációhoz használt hardver és szoftver

A georeferált térképen, mint raszteres háttérképen történő GPS-navigáció legegyszerűbben olyan PDA-n valósítható meg, amelyben vagy beépített GPS-vevő van, vagy ilyet tudunk hozzákapcsolni. Az alább ismertetett módszer bármilyen, néhány tízezer forintos, GPS-szel együttműködő PDA-n alkalmazható. Az általunk használt modellben beépített, *Global Locate* GL20000 SiRF-II GPS-vevő van, elektronikus jelátvitellel pedig egy *MSI StarFinder* SF200 SiRF-III GPS-vevővel is kipróbáltuk. A két vevő közül az utóbbi valamivel pontosabb, azonban az alkalmazott térképi méretarány és georeferencia mellett ennek nincs jelentősége.

A valós idejű navigáció PDA-környezetben történő megvalósításához a MyGPS_PDA szabadon használható szoftvert (FAURE-RAGANI 2004) használtuk fel. E szoftver — hasonlóan más, szkennelt állományokat PDA-GPS-sel használó programokhoz — valójában két részből áll. Az egyik modul személyi számítógépen, a másik pedig a PDA-n fut. Az első modullal lehet a szkennelt térképet előkészíteni és georeferálni (a raszterpontokhoz egy ismert koordináta-rendszerben adott koordinátákat rendelni), majd az így előállt, a szoftver saját formátumában levő állományt fel kell tölteni a PDA-ra. A második modul ezt a térképi állományt használja háttérképként, és erre helyezi rá a pozíciónkat jelző szálkeresztet, illetve mozgás esetén egy kis nyilat.

Az előkészítés lépései:

1. A JPG, GIF vagy BMP raszteres képformátumban levő térkép beolvasása a MyGPS_PDA PC-szoftverbe. Amennyiben térképünk nem ilyen formátumban adott, valamely képfeldolgozó vagy — megjelenítő szoftverrel azt ilyenbe kell alakítanunk.

2. A beolvasott térkép georeferálása. A MyGPS szoftverben ezt úgy végezhetjük el, hogy ki kell válasszunk 2 pontot, azokat a kurzorral megjelöljük, és megadjuk azok WGS84-koordinátáit, amelyből a szoftver elkészíti a georeferált állományt.

3. Ezt az állományt egy vagy több további ismert pont segítségével még mentés előtt ellenőrizzük, megállapítjuk a ellenőrző pontokon a hiba mértékét.

4. Az elkészült és ellenőrzött állományt a szoftver saját formátumában (*.mygps kiterjesztéssel) elmentjük.

5. Ezt a file-t töltjük a szoftver PDA-n futó moduljába. Legegyszerűbb, ha a PDA-hoz memóriakártya csatlakoztatható, ez esetben elegendő az állományt erre másolnunk. Ha ez a lehetőség nem áll fenn, akkor a PDA saját PC-kommunikációs szoftverét kell használnunk, amely modellenként eltérő.

6. A MyGPS PDA-n futó modulját elindítva, abban a georeferált térképet megnyitva megkezdhetjük a navigációt a térképen.

A műveletsor kulcspontja az, hogy a fenti 2. és 3. lépésben említett illesztőpontok és ellenőrző pontok koordinátáit WGS84-rendszerben adjuk meg. Ezt megtehetjük úgy is, ha magunk végzünk terepi GPS-mérést ismert pontokon, és ennek eredményét használjuk fel. Ez azonban a nem differenciális GPS-mérés szokásos, 5-15 méter középhibájával (ÁDÁM et al. 2004) lesz terhelt. Amennyiben térinformatikai szoftverek állnak segítségünkre, és térképünk eleve valamely ismert koordinátarendszerben van — pl. a MÁFI 1:100 000 méretarányú térképműve HD72 dátumon, EOV koordinátarendszerben — akkor a szoftver a koordinátákat ebből képes WGS84-rendszerbe transzformálni. Az ehhez szükséges paramétersort budapesti sztereografikus vetületben ábrázolt régi geológiai térképek esetén TIMÁR et al. (2003) közlik. Ha a térkép EOV-koordinátavonalakat is tartalmaz, úgy ezek metszéspontjain végezhető el legegyszerűbben az átszámítás (BUSICS 1996; MIHÁLY 1996; TIMÁR et al. 2002; MOLNÁR, TIMÁR 2002) és a georeferálás.

Itt kell megemlítenünkük, hogy a MyGPS_PDA szoftver nem készít utunkról útponti koordinátákat tartalmazó ún. *tracklog*ot, amennyiben ilyenre szükségünk lenne, azt más ingyenes GPS-szoftverekkel (pl. VisualGPSce) tehetjük meg zsebszámítógépünkkel.

Itt jegyezzük meg azt is, hogy professzionális szoftverekkel (pl. ESRI ArcPad, OziExplorer, GeoExplorer/DigiTerra) a feladat pontosabban is megoldható azáltal, hogy a térképet a saját koordinátarendszerében lehet georeferálni. E szoftverek használata azonban nem ingyenes.

A geológiai térképek georeferálása, a georeferencia hibái

A fenti műveleti sor 2. lépésében megadott eljárás, a térkép 2 ismert pont WGS84-koordinátáival történő georeferálása valójában egy jelentős egyszerűsítés, ami bizonyos esetekben nagyon komoly hibaforrást jelent. A fenti módon csak akkor lehetne hibamentesen georeferálni, ha a szkennelt állomány maga is (a vetületi szempontból nehezen értelmezhető) WGS84-rendszerben, vagyis földrajzi koordináta-rendszerben lenne. Ez azonban nem igaz: a térképeket épp azért készítik vetületi koordináta-rendszerekben, hogy a *terephez* képest vett torzulás minimális legyen. Ha az ilyen, nagyon leegyszerűsített georeferálás hibáját akarjuk megbecsülni, akkor a szkennelt állomány legtávolabbi sarkait (a fent említett, nem vetülethelyes) WGS84-rendszerbeli síkon összekötő egyenes pontjait kell a térkép vetületi síkjában ábrázolni. Ez egy görbe vonal lesz, amelynek húrmagassága adja a georeferálás módszeréből származó

hibát. Természetesen ez a hiba annál kisebb, minél kisebb az ábrázolt terület. Egy 20 km kiterjedésű térképkivágat esetén az ebből származó hiba a térkép vetületétől függően kb. 16-18 méter, vagyis kicsit nagyobb, mint a 1:25 000 méretarányhoz tartozó leolvasási pontosság (TIMÁR 2007). Ennél sokkal nagyobb területen azonban a módszer nem alkalmazható, a terület méretének növelésével a torzulási hiba gyorsan növekszik, ezért a gyakorlati alkalmazásnál nagyobb kivágatot nem használtunk. Megjegyezzük, hogy más szoftverek esetén a georeferálás módja ennél jobb, akár szabatos (térképvetület megadása és az illesztőpontok adatainak ebben a rendszerben történő definiálása) is lehet. Esetünkben az alkalmazott szoftver tekintetében a kiválasztás szempontja az ingyenes hozzáférhetőség volt.

A georeferálás során a fenti hibakritériumok figyelembevételével meghatározott méretű térképi kivágaton a két kiválasztott illesztőpontot úgy választjuk meg, hogy a lehető legmesszebb kerüljenek egymástól.

A vetületi koordináták WGS84-rendszerbe transzformálásának hibája EOV esetén 1 méter alatti (TIMÁR et al. 2002), budapesti sztereografikus vetület esetén a 4 métert is elérheti (TIMÁR et al. 2003), amely az alkalmazott térképi méretarány mellett elhanyagolható, és a nem differenciális GPS-mérés hibatartományán is belül marad.

Gyakorlati terepi alkalmazás

A geológiai térképeken történő valósidejű GPS-navigáció célja kétféle lehet:

— meg szeretnénk állapítani, hogy álláspontunkat milyen földtani környezet jellemzi mások adatai, térképei alapján, illetve

— meg szeretnénk keresni mások által térképezett, számunkra érdekes geológiai objektumokat.

Az első feladat során inkább a modern, a második során pedig inkább a történeti térképek alkalmazása elsődleges. A földtani kutatás gyakorlatában feltehetően a második feladat az érdekesebb, míg az első a frissen elkészült térképművek felhasználói számára jelent új és érdekes alkalmazási lehetőséget.

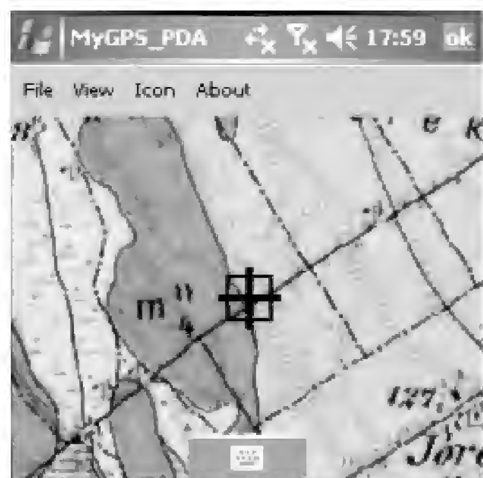
Az alábbiakban egy Siófok környéki terepbejárás példáján mutatjuk be a módszer gyakorlati alkalmazási lehetőségeit. Esetünkben a terep és a feladat kiválasztása egy konkrét feladathoz, az Enyingi-hátnak az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszéke és a Leeds University közös 2007. évi terepgyakorlatán végzett komplex geofizikai-földtani kutatásához kapcsolódott. A GPS-navigáció céljára LÓCZY 1:75 000 méretarányú Balaton-térképét (LÓCZY 1920) és a MÁFI digitális 1:100 000 méretarányú földtani térképművének siófoki szelvényét (CHIKÁN 2001; lásd még MAIGUT 2004, GYALOG 2005, TURCZI 2005) használtuk fel.

A térképek georefeálását a fenti pontokban megadott módon elvégeztük. A georeferálásba be nem vont hálózati metszéspontokon hibabecslést végeztünk; ennek alapján a pozícióhiba mindkét térkép esetén kb. 30 méter volt. Ez magasabb az előző pontban megadott értéknél, viszont nem csak az eltérő vetület miatti torzulási hibát, de az illesztőpontok kiválasztásának a kis méretarány miatt fellépő hibáját is tartalmazza. Mindazonáltal ez az érték alatta marad mind a méretarányból származó térképi leolvasási pontosságnak (A LÓCZY-térképen ez 35-40 méter, a MÁFI-alaptérképen 50 méter), mind pedig az abszolút GPS-navigáció becsült középhibájának (ÁDÁM et al. 2004). A navigáció és a térképi illesztés pontosságát először úgy verifikáltuk, hogy úton haladáskor a műszer mennyire adja vissza pozíciónkat (ismert pontra állás; *1. ábra*). Miután ez a pontosság jónak bizonyult, a LÓCZY-térképen található pannóniai rétegek kibúvásának keleti peremét kerestük meg (*2. ábra*). A kibúvást a GPS-be



1. ábra. GPS-navigáció a MÁFI 1:100 000 méretarányú földtani térképművén Enying és Balatonszabadi között. A MyGPS_PDA szoftver képernyőképén látható, hogy az úton haladó autó helyzete a térképen is pontosan az útra kerül

Figure 1. *GPS navigation on the 1:100 000 scale map of the Hungarian Geological Institute, between Enying and Balatonszabadi. The display of the MyGPS_PDA shows that the car moves on the road*



2. ábra. A pannóniai rétegek kibúvásának keleti széle LÓCZY 1920-as Balaton-térképén navigálva, Balatonszabaditól keletre

Figure 2. *The eastern edge of the outcrop of the Pannonian layers, east of Balatonszabadi, navigating on the 1:75 000 geological map of LÓCZY (1920)*

töltött régi térkép által előrejelzett helyen, úttalpi feltárás formájában meg is találtuk (*3. ábra*).

Végül egy Balaton-parti vizsgálati területen ellenőriztük a régi és a mai térkép illesztési pontosságát (*4.* és *5. ábra*). Ugyanitt a Habsburg Birodalom II. katonai felmérésének (HOFSTÄTTER 1989; JANKÓ 2001) georeferált



3. ábra. A pannóniai réteg (LÓCZY térképe szerint „Homok, homokkő, agyag, márga, esetleg basalt-tufával. Pontusi [pannoniai- vagy congeria] emelet"; a MÁFI 1: 100 000 méretarányú térképműve siófoki szelvényén [CHIKÁN 2001] „Tihanyi Formáció") úttalpi feltárásban a 2. ábra helyén. A PDA képernyőjén a 2. ábra látható

Figure 3. *The Pannonian layer („Sand, sandstone, clay, marl, possibly with basaltic tuff" according of LÓCZY 1920; Tihany formation according to CHIKÁN 2001) in road outcrop. Location is the same as in Figure 2, which is shown on the PDA display*

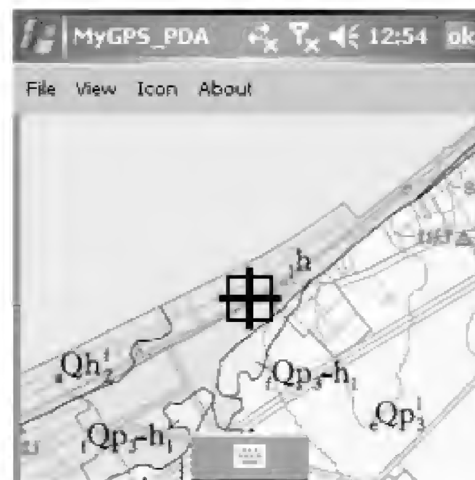
szelvényén, tehát nem geológiai, hanem topográfiai térképművön, vizsgáltuk a tó parti szintjeire vonatkozó információk tartalmi és pozícionális pontosságát.

A georeferálást TIMÁR et al. (2006) módszerével végeztük. A területen a mai partvonal feltöltés eredménye, az eredeti (a II. felmérés szerinti 1857-es) partvonal a maitól mintegy 150 méterre húzódik, ennek tó felőli határa a *6. ábrán* „0. szint"-ként jelölt magasságú vonal, míg



4. ábra. A szabadifürdői MÁV-állomás peronjának nyugati végén állva látjuk, hogy LÓCZY 1920-as Balaton-térképén ez a korabeli stabil partvonal egy pontja volt

Figure 4. *Standing at the western end of the platform at the Szabadifürdő railway station of the we recognize that it was a point of the stabile coastline of the Lake Balaton on the 1920 map of LÓCZY*



5. ábra. A 4. ábra helyszíne a MÁFI 1:100 000 méretarányú földtani térképművén. A két ábra összevetéséből látható, hogy a part egy részét itt feltöltötték

Figure 5. *The location of Figure 4 on the 1:100 000 geological map of the Hungarian Geological Institute. Comparing the two figures it is obvious that this part of the coast is artificial*

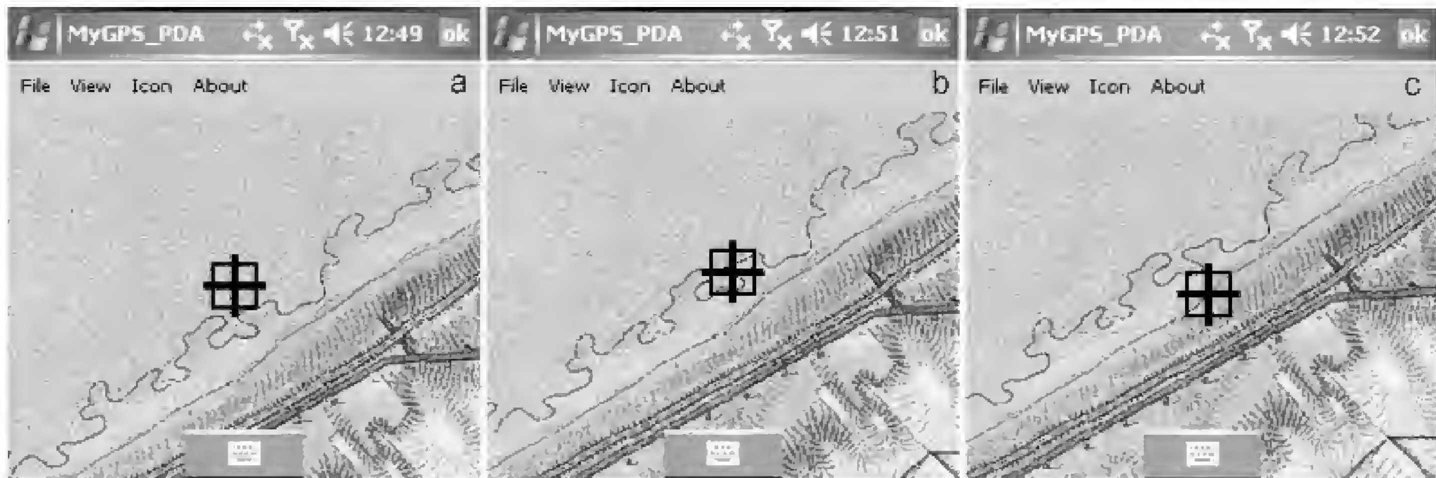
magas vízszintkor a part az „1. szint"-ig is kitolódott. A hullámzás által több-kevesebb rendszerességgel elöntött terület felső határát a „2. szint" jelzi. A később, 1867-ben épült vasúti töltés ezen a szinten létesült. A *7. ábra a*, *b* és



6. ábra. A szabadifürdői, a partra merőleges Kodály utca aszfaltján jól észrevehetők a feltöltés előtti parti szintek: „0. szint": partvonal alacsony vízállásnál; „1. szint": partvonal magas vízállásnál; „2. szint" a hullámzóna teteje, a stabil partvonal

Figure 6. *Detecting the coastal levels, prior to the artificial filling up, on the tarmac of the Kodály street, Szabadifürdő. Level 0 was the coast at low gauge, Level 1 was it at high gauge, Level 2 is the stabile coast above the wave zone*

c részén az egyes szintek térképre bejelölt határára történő terepi kitűzés térképi bizonyságát láthatjuk, ezek a pontok egybeestek a 6. ábrára behúzott, és a terepen még ma is nyilvánvalóan felismert, az aszfaltút által ki is emelt szintváltozások helyeivel.



7. ábra. GPS-navigáció a Habsburg Monarchia II. katonai felmérésének 1:28 800 méretarányú térképén, a 6. ábrán látható utca vonalában, (a) a 0. szinten (b) az 1. szinten (c) a 2. szinten. Látható, hogy a topográfiai térkép ezen a helyen fontos morfológiai-földtani információt is hordoz

Figure 7. *GPS navigation on the 1:28 800 scale sheet of the second military survey of the Habsburg Empire, at the position of Figure 6, at Level 0 (a); Level 1 (b) and Level 2 (c). The topographic map bears important morpho-geological information at this location*

Következtetések

A jelen munkában ismertetett módszerrel és megoldással egy, a terepi geológus, geofizikus által könnyen elsajátítható, elérhető áron és energiaráfordítással megvalósítható eljárást igyekeztünk létrehozni és bemutatni. Vizsgálatunk arra is kiterjedt, hogy az így létrehozott rendszer a terepen kiállja-e a gyakorlat próbáját: a régi geológiai térkép adattartalma alapján a GPS segítségével megtalálhatók-e a keresett objektumok, illetve álláspontunk a modern térképekre kellő pontossággal rávetíthető-e?

A tapasztalataink alapján mindkét kérdésre pozitívan válaszolhatunk. A módszert a LÓCZY-térkép tekintetében a jelen cikk kereteit meghaladóan teszteltük az Enyingi-hát környékén. A terepen (a fentiekben részletezett pontossággal) a keresett képződményt *minden esetben* megtaláltuk törmelékben a LÓCZY-térképen jelzett kiterjedésben. Terepi helyzetünket a MÁFI-térképre pedig ugyanezzel a pontossággal sikerült rávetítenünk.

Megállapíthatjuk tehát, hogy az ismertetett módszerrel egy a geodéziában nem jártas, térinformatikai szempontból alapképzettséggel rendelkező szakember a maga számára képes kialakítani egy kielégítő pontossággal használható rendszert. Ugyanakkor itt is ismételten felhívjuk a figyelmet, hogy nagyobb pontosságot igénylő (pl. mérnökgeológiai, mérnökgeofizikai) tevékenységhez, ahol a pozícionálás mind földrajzi értelemben (pl. építési telken belül), mind pedig az egyes képződmények tekintetében sokkal lényegesebb, a módszerünk az ismertetett hibák miatt nem ajánlható, sőt egyes esetekben kifejezetten ellenjavallt, mivel a felhasználónak esetlegesen az a benyomása támadhat a rendszer használata közben, hogy elérte a szükséges pontosságot.

Köszönetnyilvánítás

A jelen munkában ismertetett vizsgálatok egy része a T47104 sz. OTKA pályázat munkálatainak is részét képezték. A terepbejárás során ZÁMOLYI András volt segítségünkre. A szerzők ezúton köszönik meg CSILLAG Gábornak és BÁNYAI Lászlónak a tanulmány szerkezetére vonatkozó tanácsaikat és megjegyzéseiket.

Irodalom — References

ÁDÁM J., BÁNYAI L., BORZA T., BUSICS GY., KENYERES A., KRAUTER A. & TAKÁCS B. 2004: Műholdas helymeghatározás. — Műegyetemi Kiadó, Budapest, 458 p.

BUSICS GY. 1996: Közelítő alkalmazások a GPS és az EOV-koordináták között. — *Geodézia és Kartográfia* **48/6,** 20–26.

CHIKÁN G. (szerk.) 2001: *Magyarország földtani térképe, fedett földtani térkép, M=1: 100 000, L-34-37 Siófok.* — Magyar Állami Földtani Intézet.

FAURE-RAGANI, P. 2004: MyGPS_PDA software. — Elektronikus dokumentu. URL: http://www.faureragani.it/mygps/.

GYALOG L. (szerk.) 2005: *Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása), 1:100 000..* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 188 p.

HOFSTÄTTER, E. 1989: *Beiträge zur Geschichte der österreichischen Landesaufnahmen, I. Teil.* — Bundesamt für Eich- und Vermessungwesen, Wien, 196 p.

JANKÓ A. 2001: A második katonai felmérés. — *Hadtörténeti Közlemények* **114**, 103–129.

KREYBIG L. [madari] 1944: *Magyar tájak tájismereti és termeléstechnikai leírása. 1. A Tiszántúl.* — Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, VIII, 221 [3] p., 12 térk. mell.

LÓCZY L. id. 1920: *A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe. M=1:75 000.* — Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 4 szelvény.

MAIGUT V. 2004: Új digitális földtani térképmű a MÁFI-ban. — *Geodézia és Kartográfia* **55/7,** 22–26.

MIHÁLY, SZ. 1996: Description Directory of the Hungarian Geodetic References. — *Geo-Information Systems* **4**, 30–34.

MOLNÁR G. & TIMÁR G 2002: Az EOV-koordináták nagypontosságú közelítése Hotine-féle ferdetengelyű Mercator-vetülettel. — *Geodézia és Kartográfia* **54/3,** 18–22.

NOSZKY J. 1940: A Cserháthegység földtani viszonyai. — *A magyar tájak földtani leírása.* Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 283 [1] p., 5 t., 1 térk. mell.

SCHRÉTER Z. 1940: Nagybátony környéke. — *A magyar tájak földtani leírása.*, Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 154 p., 3 mell., 2 térk. mell.

SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. — *A magyar tájak földtani leírása.* Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 208 p., 39 mell., 2 térk. mell.

SZENTES F. 1943a: Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai.— *A magyar tájak földtani leírása.* Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 68 [2] p., 5 t., 2. térk. mell.

SZENTES F. 1943b: Salgótarján és Pétervására közötti terület.— *A magyar tájak földtani leírása.* Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 57 [3] p., 5 t., 9 térk. mell.

TIMÁR G. 2007: GPS-navigáció történeti topográfiai és kataszteri térképeken. — *Geodézia és Kartográfia* **59/5,** 22–26.

TIMÁR G., MOLNÁR G. & PÁSZTOR SZ. 2002: A WGS84 és HD72 alapfelületek közötti transzformáció Molodensky–Badekas-féle (3 paraméteres) meghatározása a gyakorlat számára. — *Geodézia és Kartográfia* **54/1,** 11–16.

TIMÁR G., MOLNÁR G. & MÁRTA G. 2003: A budapesti sztereografikus, ill. a régi magyarországi hengervetületek és geodéziai dátumaik paraméterezése a térinformatikai gyakorlat számára. — *Geodézia és Kartográfia* **55/3,** 16–21.

TIMÁR, G., MOLNÁR, G., SZÉKELY, B., BISZAK, S., VARGA, J. & JANKÓ, A. 2006: *Digitized maps of the Habsburg Empire – The map sheets of the second military survey and their georeferenced version.* — Arcanum, Budapest, 59 p.

TURCZI G. 2005: Földtani térmodell építése - adatbázisok az intra- és interneten. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése,* **2004,** 125–130.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. —*A magyar tájak földtani leírása.* Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest,180, XXV, [2] p., 1 térk. mell.

Kézirat beérkezett: 2008. 06. 15.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

139/1, 101–102., Budapest, 2009

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

Események, rendezvények

Föld és Ég konferencia Sopronban

A 2008. október 16-18. között Sopronban megtartott konferenciára, az adott alkalmat, hogy 2008-ban volt a Biblia Éve és a Föld Bolygó Nemzetközi Éve is. A találkozót e két kiemelt program hazai szervezői közösen rendezték, több társadalmi és egyházi szervezet közreműködésével. A találkozó nem szűkölködött a magas szintű elismerésben: ERDŐ Péter bíboros védnökséget vállalt, támogatta PÁLINKÁS József, a Tudományos Akadémia elnöke, jelen voltak és aktív szerepet vállaltak NÉMETH Tamás, az Akadémia főtitkára, püspökök, akadémikusok, rektorok, professzorok, több tudományos szervezet vezetője. A sikerhez hozzájárult a helybeli nem szakember közönség nagy érdeklődése.

Az előadók közül a legtöbben az egyszerűbb utat választották, elsősorban a Biblia mint irodalmi mű külső, formai jellegzetességeinek a mai tudományos geológiával való összhangját keresték.

Ide sorolhatók a református teológusok munkái közül azok, amelyek az ókori természettudományos világnézetet jellemezték a Biblia alapján (KARASSZON István), vagy a teremtés leírásának különféle bibliai műfajait elemezték (ZSENGELLÉR József), vagy egyszerűen a bibliai kánon kialakulásának történetét ismertették (BALLA Péter).

Ide tartozott a legtöbb geológus előadása is, mint pl. az ókori bányászat érzékletes leírása a Jób könyvében (UNGER Zoltán), a Szentföld geológiai szerkezetének szerepe a Holt-tenger környéki katasztrófákban (ZELENKA Tibor), a vízföldtaninak nevezhető események, pl. „a mélységek forrásai", a vízözön, a Vörös-tengeren és a Jordánon való átkelés lehetséges természettudományos magyarázata (VITÁLIS György). Tudományosan is értékelhető bibliai felismerés pl. a só mint ásványi anyag jelentősége (NAGY Mihály), a föld adta gyógyszerek említése (LIPTÁK József), vagy a ciklikus földtani jelenségek felismerése és az aktualizmus elvének korai megfogalmazása a Prédikátor könyvében (VICZIÁN István). Ugyanakkor MADARÁSZ Tamás hidrogeológus Péter apostol 2. levelének 3. részét inkább az aktualizmus elve elítéléseként értelmezte, és hangsúlyozta, hogy nincs olyan leírt csodás esemény a Bibliában, amelyet eleve lehetetlennek kellene minősítenünk. KÓKAY József volt az egyedüli, aki éles szavakkal ítélte el a kreacionizmust, bár ő is hangsúlyozta saját vallásos elkötelezettségét. BÉRCZI Szaniszló a föld és ég motívum megjelenését a Biblián túlmenően általános vallástörténeti összefüggésben tárgyalta, inkább a csillagászati vonatkozásokat emelve ki.

A legtöbb szerző kifejezte, hogy a maga részéről elfogadja a keresztény hitet, de elsősorban római katolikus szerzők igyekeztek a Bibliából leszűrhető összefüggő, teológiai világnézetet összhangba hozni a természettudományos világnézettel, elsősorban az evolúció és a földfejlődés gondolatával. Ennek úttörője volt PROHÁSZKA Ottokár 1902-ben megjelent, Föld és Ég című munkája, amelyet DUDICH Endre ismertetett. BOLBERITZ Pál a Szent Tamás-i logika fogalmaival igyekezett leírni a fejlődést kiváltó okokat. Ő és DUDICH Endre voltak azok, akik hangsúlyozták a filozófia köztes szerepét a teológia és a természettudomány között, bár DUDICH Endre szerint ez nem szükségszerűen a tomista filozófia. SÍPOS Imre biológus és szerzetes az ember evolúciójában olyan keresztény értékek fejlődését ismerte fel, mint a együttműködés és a szabadság.

Néhány előadás inkább tudománypolitikai szempontból közelítette meg a hit és a tudomány viszonyát. A házigazda szervező, SZARKA László geofizikus például azt emelte ki, hogy a tudományellenesség és a vallásellenesség korunkban általában egymással szövetségben lép fel. A másik ilyen előadásban NÉMETH Tamás, az Akadémia főtitkára a tudomány mai helyzetét a veszélyeztetett termőföldhöz hasonlította. BREZSNYÁNSZKY Károly, a Föld éve program vezetője előadásában a program céljait ismertette. Külön erre az alkalomra találó bibliai idézeteket keresett ki mottóul az egyes témákhoz, aláhúzva ezzel, hogy a témák eredete, az orvoslásra váró bajok egyidősek az emberiséggel.

VLADÁR Gábor, a pápai Református Teológiai Akadémia rektorának érdeme a konferenciához csatlakozó Biblia-kiállítás rendezése, amelynek anyaga főleg a Pápai Református Gyűjtemények kincsei közül került ki. Előadásában az eljövendő „új Ég és új Föld" bibliai reménységéről beszélt.

Külön színfoltot képviselt, és a művészeti programhoz sorolható volt KORZENSZKY Richárd, aki a Föld és Ég témára vonatkozó magyar irodalmi idézeteket gyűjtötte össze és adta elő nagyon szellemesen és hatásosan.

A záró kerekasztal-beszélgetésen tudományos és egyházi vezetők vettek részt. A konferencia lezárásaként kis művészeti műsort adott PRODÁN Tímea soproni doktorandusz és KERCSMÁR Zsolt geológus — ez alkalommal énekmondói minőségben.

A konferencia legnagyobb érdemének azt tarthatjuk, hogy egyáltalán létrejöhetett, és harmonikus légkörben folyhatott le. Az elhangzott előadásokat a Hantken Kiadó fogja könyvben megjelentetni.

VICZIÁN István

***

MTA X. Földtudományok Osztálya felügyelete alatt Archeometriai Munkabizottság alakult

2008. november 19-én megalakult az archeometriával foglalkozó földtudományi szakembereket és a társtudományok legszélesebb körét reprezentáló érdeklődő kutatókat összefogó Archeometriai Munkabizottság, amely az MTA X. Földtudományok Osztálya Geokémiai és Ásvány-Kőzettani Tudományos Bizottságának felügyelete alatt működik. Elnöknek az alakuló ülésen résztvevők SZAKMÁNY Györgyöt (ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék docense), titkárnak BAJNÓCZI Bernadettet (MTA Geokémiai Kutatóintézet tudományos főmunkatársa) választották meg. A munkabizottság elérhetősége: bajnoczi@geochem.hu <mailto:bajnoczi@geochem.hu>, (06 1) 319-3137/1129.

A Szőnyi-féle ásványgyűjtemény jubileuma Debrecenben

SZŐNYI Pál hagyatéka alapozta meg a debreceni Református Kollégium értékes ásványgyűjteményét. A Kollégiumban 2008. november 6-án és 7-én emlékeztek meg SZŐNYI Pál születésének 200. és halálának 130. évfordulójáról. A gyűjtemény újrarendezésében és tudományos népszerűsítésében az elmúlt évtizedekben nagy érdemei voltak NAGY Mihálynak, a Gimnázium volt tanárának és igazgatójának. Az ásványkiállítást a mostani évfordulóra teljesen felújították a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke és a debreceni Szőnyi Pál Ásványbarát Kör segítségével. Ebből az alkalomból emlékülést rendeztek, amelyen VERESNÉ

LÉTAI Ágnes tanárnő az általa vezetett felújítási munkálatokról számolt be, BARCSA Tímea és OLÁH Adrienn tanulók az alapító életét ismertették, KOZÁK Miklós és PÜSPÖKI Zoltán, a tanszék tanárai a földtudományok újabb eredményeiről tartottak előadást.

***

Megjelent KUBOVICS Imre: Általános kőzettan — a földövek kőzettana című könyve. A kötet a MÁFI könyvtárában 20%-os kedvezménnyel 6500 Ft-ért megvásárolható. Megrendelni a library@mafi.hu e-mail címen lehet.

***

Megjelent BUDAI Tamás, FODOR László (szerk.): A Vértes hegység földtana c. kötet a hozzá tartozó földtani térképpel. Megvásárolható a MÁFI könyvtárában 6000 Ft-os áron. További információ a www.mafi.hu honlapon.

***

Értesítjük az Olvasókat és a Szerzőket, hogy a Földtani Közlönyt a 139-es évfolyamtól referálja a Scopus nemzetközi elektronikus adatbázis (www.scopus.com), amely többek között az EISZ-rendszeren keresztül is elérhető.

Személyi hírek

A csíkszeredai Pro Geologia egyesület DUDICH Endrének díszoklevelet adományozott a Székelyföld földtanának megismertetése érdekében végzett munkásságáért.

***

HARTAI Éva tagtársunkat a MTESZ Emlékéremmel tüntette ki 2008. december 10-én.

Könyvismertetés

HÁLA József, PAPP Gábor, POZSONYI József (szerk.): Semsey Andor emlékkötet

Könyv EGY mecénásról – HÉT szerzőtől – HÁROM részben

Ki lehet az? — kérdezheti még a tudománytörténetben járatosabb Olvasó is, hiszen ilyen „számtanpélda” láttán mindenképpen adódik ez a kérdés: ki lehet az, kinek életművé, ismertetni, értékelni való, a Köz érdekében nagylelkűen kifejtett tevékenysége éppen ezekkel a meseszámokkal lenne tagolható?

A SEMSEY Andor életművét bemutató kötetnek három része lett, a tavalyi tisztelgő előadássorozat után: a Semsey-írásokból álló blokk, alig ismert művek, dokumentumok közreadásával (ez a MÁFI-ban dolgozó dr. HÁLA József tudománytörténész érdeme). Maguk az emlékező, értékelő előadások, melyeknek a címét alább ismertetjük, és melyek a 2008. évi Semsey-évforduló különböző rendezvényein hangzottak el, Budapesten, ill. a Semsey-múzeumnak otthont adó Balmazújvárosban (s melyeknek megszervezése — mint az egész köteté is — POZSONYI József múzeumigazgatót dicséri).

Végezetül pedig a hármas harmadik tagja, dr. PAPP Gábor a Magyar Természettudományi Múzeumból, aki a páratlan (értelemszerűen fekete-fehér) dokumentáló képanyag összeállítását, jegyzetelését végezte, amely a POZSONYI József-féle másféltucatnyi színes kép mellett ugyanolyan jelentőségű.

És még egy „meseszám”, szinte befejezésül: hétoldalas lett a KECSKEMÉTI Tibor összefoglalásában elkészült *Summary*, ez egészíti ki a szép kiállítású, keménytáblás kötetet. Címlapját SEMSEY Andornak a szakmabeliek számára ismerős és a MÁFI Tanácstermében is látható időskori olajképe (STETKA Gyula, 1904.) díszíti. Azzal a belső csöndességgel néz, mely a „maga szénáját” illetően okkal-joggal nyugodt, a saját évtizedeivel jól gazdálkodó embernek a világszemléletéből ered.

A belső fejezetcímek pedig, melyek az Akadémia elnökének, PÁLINKÁS Józsefnek bevezetője után sorakoznak, rövidítve az alábbiak:

MAROSI Ernő: *Az MTA egy régi jótevője, Semsey Andor*;

PAPP Gábor, KECSKEMÉTI Tibor: *Egy mecénás páratlan adományai a Nemzet múzeumának*;

KORDOS László: *Semsey Andor és a Földtani Intézet*;

VÁSÁRHELYI Tamás: *Semsey Andor szerepe Herman Ottó munkásságában*;

HÁLA József: *Semsey Andor, a magyar néprajztudomány mecénása*;

POZSONYI József: *Egy tudománypártoló földbirtokos — Semsey Andor*.

A könyv 215 oldal terjedelemben a Tiszántúli Történész Társaság kiadásában jelent meg. Megvásárolható a MÁFI könyvtárában 3000 Ft-os áron (bolti ár: 4000 Ft).

PAPP Péter

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 139/1 (2009), 1–102
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

DABI Gergely, M. TÓTH Tivadar, SCHUBERT Félix: Eltérő szövetű karbonáterek szerepe a repedéscementáció rekonstrukciójában (Ófalu, Goldgrund-völgy). — Carbonate veins of different texture and their role in reconstructing fracture cementation (Ófalu, Goldgrund Valley). 1

PIROS Olga, CSÁSZÁR Géza: A Dachsteini Mészkő Formáció Pusztavám térségében feltárt legfelső rétegei a falutól délre eső kőfejtő rétegsorában. — Uppermost beds of the Dachstein Limestone south of Pusztavám village, Vértes Hills, Hungary. 21

VARGA Andrea, MIKES Tamás, RAUCSIK Béla: A mecseki toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének előzetes petrográfiai és nehézásvány-vizsgálati eredményei. — The petrography and heavy minerals of the Toarcian black shale of the Réka Valley section of the Mecsek Hills: a pilot study. 33

SASVÁRI Ágoston, CSONTOS László, PALOTAI Márton: Szerkezetgeológiai megfigyelések a gerecsei Tölgyháti-kőfejtőben. — Structural geological observations in Tölgyhát Quarry (Gerecse Mts, Hungary). 55

KESSLER Jenő: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, I. — New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin, Part I. 67

GYURICZA György, SÁSDI László: A Baradla–barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani fejlődésének tükrében. — Theory of the evolution of the Baradla Cave as mirrored in the geological evolution of its neighbourhood. 83

GALAMBOS Csilla, TIMÁR Gábor, SZÉKELY Balázs: GPS-navigáció történeti és modern földtani térképeken. — GPS navigation on historical and modern geological maps. 93

Hírek, ismertetések (Összeállította PALOTÁS Klára) 101

